



**Jesus Manuel Vidinha
Tomás**

**Estudo do troço litoral Espinho-Serra da Boa
Viagem: análise de proveniência e de dispersão
dos sedimentos recentes**



**Jesus Manuel Vidinha
Tomás**

**Estudo do troço litoral Espinho-Serra da Boa
Viagem: análise de proveniência e de dispersão
dos sedimentos recentes**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geociências, realizada sob a orientação científica do Doutor Fernando Joaquim Fernandes Tavares Rocha, Professor Catedrático da Universidade de Aveiro e Doutor César Augusto Canelhas Freire de Andrade, Professor Catedrático da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

o júri

presidente

Reitora da Universidade de Aveiro

Doutor César Augusto Canelhas Freire de Andrade (co-orientador)
Professor Catedrático da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor Fernando Joaquim Fernandes Tavares Rocha (orientador)
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutora Maria Conceição Pombo de Freitas
Professora Associada com Agregação da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Doutora Cristina Maria de Almeida Bernardes
Professora Associada da Universidade de Aveiro

Doutor Paulo Carmo Sá Caetano
Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa

agradecimentos

Durante o desenvolvimento do presente trabalho foram vários os apoios, incentivos e críticas recebidos que, para além de terem sido importantes para o seu bom termo, acabaram por se encontrar vertidos em cada uma das suas linhas, razão pela qual não posso deixar de agradecer:

Ao Professor Doutor Fernando Rocha pelos conhecimentos que me transmitiu ao longo do desenvolvimento do presente trabalho, que foram fundamentais para esta nova abordagem sedimentológica dos depósitos de praia e de duna; pelo confronto crítico e sistemática que me proporcionou com o decorrer do mesmo; pela amizade que progressivamente se foi reforçando; e pela incondicional disponibilidade e apoio, contribuindo, assim, para o aprofundamento da minha formação pessoal e científica;

Ao Professor Doutor César Andrade que me têm acompanhado, desde do início, o meu percurso científico, não podendo, por isso, deixar de agradecer a sua amizade, a constante motivação, o empenho e a orientação crítica de cada um dos aspectos do presente trabalho, sem os quais muito do esforço pessoal não teria sucesso;

Aos meus colegas de percurso Teresa Melo, Isabel Abrantes, João Batista, Sofia Mota Leite, Virgínia Martins, Paulo Morgado, Manuela Inácio, Eduardo Ferraz pelo ambiente de camaradagem que proporcionaram, lastro fundamental para o desenvolvimento, quase sempre solitário, de um trabalho investigação;

Ao pessoal técnico do Departamento de Geociências, nomeadamente, do Laboratório de Análise de Difrakção de Raios-X, em concreto à Eng.^a Adelinda Andrade e ao Sr. João Graça.

palavras-chave

Fracções finas, minerais argilosos, bacia do Douro, bacia do Vouga

resumo

Com o presente estudo pretende-se, por um lado, identificar a proveniência dos sedimentos que integram os depósitos litorais que emergem no litoral compreendido entre Espinho e Cabo Mondego e, concomitantemente, discriminar os mesmos depósitos partindo da mineralogia da fracção silto-argilosa. Por outro, definir províncias que resultam da influência sedimentológica das bacias hidrográficas (Douro e Vouga) que drenam, directa ou indirectamente, para este segmento do litoral Oeste de Portugal, sustentado na mineralogia da mesma fracção.

Na mineralogia da referida fracção foi identificada a presença de filossilicatos, entre os quais se destaca a illite, caulinite, clorite, interestratificados irregulares 10-14Å (I_{10-14}), bem como quartzo, feldspato potássico, plagioclase, cuja representatividade se sobrepõe a da anidrite, opala, calcite e dolomite, igualmente identificados na referida fracção.

Constatou-se, igualmente, que os carbonatos têm uma presença mais significativa nas formações dunares que os detriticos, possibilitando, designadamente a sua distinção entre os depósitos de praia e de duna.

Os minerais argilosos mais representativos seguem nos depósitos de face de praia e berma a relação de teores $I > K, I_{10-14} > C$ enquanto que nos de duna seguem a relação $I > K > I_{10-14}, C$, com as ilites a registarem uma evolução composicional e estrutural na direcção das formações dunares, tornando-os igualmente úteis na distinção entre os depósitos amostrados.

A dispersão longilitoral dos minerais que compõem a referida fracção possibilitou a individualização dos sectores setentrional e meridional, cuja mineralogia é determinada pela influência das litologias que afloram nas bacias do Douro e Vouga, respectivamente. O sector setentrional é marcado pelo relevo dos filossilicatos, particularmente da clorite, expressando a influência sedimentológica da Bacia do Douro, e da anidrite, a marcar a influência dos sedimentos provenientes da erosão das formações dunares. A influência sedimentológica da Bacia do Vouga no sector meridional é marcada pelo aumento do peso relativo dos feldspatos, calcite e dos Interestratificados Irregulares 10-14Å no cortejo mineralógico identificado. Do mesmo modo verificou-se que a cristalquímica das ilites do sector setentrional é diferente das ocorrentes no sector meridional. As do sector setentrional são de tendência aluminosa com cristalinidade média a baixa, enquanto que as do sector meridional são de tendência ferro-magnésiana e cristalinidade média a alta.

Conclui-se do trabalho desenvolvido que apesar do registo residual da fracção silto-argilosa esta permite não só a discriminação de depósitos litorais como também indicar direcções de fluxo sedimentar e consequentemente a identificação das fontes de proveniência, podendo, assim, complementar outros estudos sedimentológicos, designadamente os assentes no estudo da fracção arenosa.

keywords

Fine fractions, clay minerals, Douro watershed, Vouga watershed

abstract

The aim of the present study is to identify the source of the littoral deposits that emerge between Espinho and Mondego Cap and, simultaneously discriminate the same deposits based on the mineralogy of the silt-clay fraction. On the other hand, define sedimentological influence areas of the watershed (Douro e Vouga) that drain, directly or indirectly, to this coastal sector of the west Portuguese coast, based on the mineralogy of the same fraction.

The mineralogical analysis allows the identification of phyllosilicates, pointing out the illite, kaolinite, chlorite and 10-14Å random mixed-layers, as well as quartz, potassic feldspar, plagioclase, which content overlaps the anhydrite, opal, calcite and dolomite content, also identified in silty-clay fraction.

The results point also to a significant higher content of carbonates on the frontal dunes while than the terrigenous minerals, allowing the distinction between beach and dune deposits.

The most representative clay minerals follow in the beach deposits the content relation $I > I_{10-14} > C$ while in the berm and dune deposits follow the relation $I > K, I_{10-14} > C$ and $I > K > I_{10-14}, C$, respectively, with the illites showing a compositional and structural evolution towards frontal dunes, relations useful to distinguish the sampled deposits.

The longitudinal dispersion of the minerals identified on the same fraction allows the definition of the northern and southern coastal sectors, whose mineralogy is determined by the lithologies that outcrop on the Douro and Vouga watershed, respectively. The northern coastal sector is marked by the importance of the phyllosilicates, particularly of the chlorite, that express the sedimentological influence of Douro watershed, with the anhydrite marking the sedimentological influence of the sediments that result from erosion of sandy formations that outcrop in this coastal sector. The Vouga watershed sedimentological influence in the southern coastal sector is marked by the relief of the feldspars, calcite and 10-14Å random mixed-layers. In the same way the illite crystallochemistry of the northern is different from and southern ones. The illites from the northern sector exhibit an aluminous tendency and a medium to low crystallinity, while the southern ones are ferro-magnesian tendency and a medium to high crystallinity. In conclusion, in spite of the residual presence on sedimentary deposits of high energetic coasts, the fine fraction can't discriminate littoral deposits and show important information about the source of sediments and the sedimentary flowing, complementing the information obtained on other sedimentological studies, namely, arenaceous studies.

Dedico este trabalho aos meus familiares em particular à minha Mãe.

E ao imenso e possível oceano
Ensinam estas Quinas, que aqui vês,
Que o mar com fim será grego ou romano
O mar sem fim é português.

Fernando Pessoa in Mensagem — do poema “Padrão”

Índice

CAPÍTULO I — INTRODUÇÃO	1
Considerações Gerais	1
Objectivos	5
CAPÍTULO II — ENQUADRAMENTO REGIONAL	6
II. 1 — Enquadramento climático	6
II 1.1 — Vento	6
II 1.2 — Temperatura	7
II 1.3 — Precipitação	9
II 1.4 — Regime de agitação e correntes marítimas	11
II 1.5 — Marés	13
II 2 — Enquadramento geomorfológico, tectónico e geológico sumário	14
II 2.1 — Enquadramento Geomorfológico e Tectónico	14
II 2.2 — Geológico	17
II 3 — Caracterização sumária das bacias hidrográficas	25
II 3.1 — Bacia Hidrográfica do Douro	25
II 3.2 — Bacia Hidrográfica do Vouga	27
II 3.3 — Laguna de Aveiro	28
II 4 — Plataforma continental	30
II 4.1 — Sector a Norte do paralelo 41°	30
II 4.1 — Sector a Sul do paralelo 41°	34
CAPÍTULO III — MÉTODOS	35
III 1 — Trabalhos de campo.	35
III 2 — Métodos laboratoriais.	36
III 3 — Métodos estatísticos	42
CAPÍTULO IV IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES	44
IV 1 — Generalidades	44
IV 2 — Critérios de identificação e paragénese dos minerais identificados nos sedimentos silto-argilosos.	49
IV 2.1 — Minerais argilosos	50
IV 2.2 — Minerais não argilosos	58

IV 3 Caracterização mineralógica dos depósitos litorais	67
IV 3.1 Mineralogia da fracção silto-argilosa (<63 µm)	68
Sedimentos de face de praia	68
Sedimentos de berma	80
Sedimentos de duna	92
Análise comparativa	103
IV 3.2 Mineralogia da fracção argilosa (<2 µm)	113
Sedimentos de face de praia	113
Sedimentos de berma	124
Sedimentos de duna	136
Análise comparativa	146
IV 4 Distribuição Regional	157
IV 4.1 Fracção silto-argilosa <63 µm	157
Sedimentos de face de praia	157
Sedimentos de berma	168
Sedimentos de duna	180
Análise comparativa	191
IV 4.2 Fracção argilosa <2 µm	196
Sedimentos de face de praia	196
Sedimentos de berma	206
Sedimentos de duna	216
Análise comparativa	226
CAPÍTULO V — INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA	230
V 1 Considerações Gerais	230
V 2 Interpretação ambiental e análise de proveniência e dispersão	234
V 2.1 Interpretação ambiental	239
V 2.2 Análise de proveniência e dispersão	244
CONCLUSÕES FINAIS	269
TRABALHOS FUTUROS	276
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	277

Acrónimos utilizados no texto

	<i>Abreviatura</i>	<i>Descritor</i>
Estatísticos	<i>Aiq</i>	amplitude interquartil
	<i>Ca</i>	coeficiente de assimetria
	<i>Ck</i>	coeficiente de curtose
	<i>Cv</i>	coeficiente de variação
	<i>Dpd</i>	desvio padrão
	<i>M</i>	média
	<i>Mad</i>	mediana dos desvios absolutos relativamente à mediana
	<i>Max</i>	máximo
	<i>Md</i>	moda
	<i>Fmd</i>	frequência da moda
	<i>Mdn</i>	mediana
	<i>Min</i>	mínimo
	<i>P₂₅</i>	percentil 25%
	<i>P₇₅</i>	percentil 75%
Gráficos	<i>Mm</i>	médias móveis
	<i>Sdc</i>	soma dos desvios cumulativos
Minerais não argilosos	<i>An</i>	anidrite
	<i>Ca</i>	calcite
	<i>D</i>	dolomite
	<i>Fk</i>	feldspato potássico
	<i>Mc</i>	mica
	<i>Op</i>	opala C/CT
	<i>P</i>	plagioclase
	<i>Py</i>	pirite
	<i>Qz</i>	quartzo
	<i>Sy</i>	siderite
Minerais argilosos	<i>C</i>	clorite
	<i>I</i>	illite
	<i>I₁₀₋₁₄</i>	interestratificados irregulares 10-14 Å
	<i>I/C</i>	interestratificados illite/clorite
	<i>K</i>	caulinite
	<i>K/S</i>	interestratificados caulinite/esmectite
	<i>S</i>	esmectite
Depósitos sedimentares	<i>Sfp</i>	sedimentos de Face de Praia
	<i>Sb</i>	sedimentos de Berma
	<i>Sd</i>	sedimentos de Duna

I. Introdução

Considerações gerais

A maioria dos estudos sedimentológicos de ambientes costeiros de alta energia tem incidido primordialmente sobre a fracção textural mais grosseira, por esta ser a componente principal dos depósitos sedimentares neles ocorrentes.

Não são conhecidos estudos de ambientes costeiros detríticos, nomeadamente praias e dunas litorais, que se debrucem sobre a fracção fina (silto-argilosa¹) incorporada nos seus depósitos. Tal se entende por a maioria dos litorais expostos não serem favoráveis à sua deposição, devido ao elevado hidrodinamismo, e por não se valorizar o potencial informativo dessa fracção, geralmente residual depósitos litorais caracteristicamente arenosos.

Já no que respeita aos ambientes de plataforma continental são inúmeros os estudos publicados de há longa data que incidem sobre a mineralogia da fracção fina, designadamente no plano internacional. Em Portugal só muito recentemente têm sido desenvolvidos estudos nesse sentido. Entre outros, citam-se, Drago (1995), Oliveira (2001), Oliveira, et al. (2001), pelo contributo para o conhecimento da plataforma continental Portuguesa e relação com os principais sistemas fluviais afluentes.

A fracção fina encontrada nos sedimentos marinhos e de origem fluvial é, na sua maioria, depositada nas imediações da embocaduras dos rios, nos estuários, no litoral próximo e na plataforma interna de reduzido declive, com uma pequena parte transportada para os grandes fundos oceânicos (Chester, 1993; Irion & Zollmer, 1990). A proporção da fracção exportada para o domínio oceânico mais profundo depende da concentração de material em suspensão, das condições energéticas relacionadas com a ondulação e correntes, assim como dos níveis do mar pós-glaciários (Futterer, 2000). O transporte dá-se em suspensão sob a forma de pluma sedimentar que se difunde no oceano quer à superfície, quer junto ao fundo, bem como a níveis intermédios (Klaucke et al., 2000), formando as "camadas" designadas por nefelóides.

A velocidade de sedimentação dos sedimentos transportados em suspensão nos ambientes marinhos é acelerada devido à ocorrência de fenómenos de floculação. Eisma (1987, cit. in Irion

(1) O termo silte designa partículas detríticas, usualmente constituídas por quartzo, com um intervalo dimensional específico que, segundo o sistema BS 1377/MIT, se encontra entre os 63 µm e os 2µm, limite que os separa da classe dimensional das argilas. O sistema ASTM, usado pela engenharia dos E.U.A., não faz diferenciação entre as partículas com a dimensão do silte e argila, considerando como "finos" todas as partículas dimensionalmente inferiores a 75µm. No presente trabalho, o conceito de "fino", acompanhando os autores nacionais, engloba partículas detríticas com dimensão inferior a 63µm.

& Zöllmer, 1990) verificou, no Mar do Norte, que a velocidade de sedimentação dos flóculos argilosos era equivalente à de uma partícula de quartzo com diâmetro hidráulico de 50µm (4.3Ø, silte grosso, segundo Wentworth).

Grande parte dos depósitos finos proximais (aqui considerados como os que se localizam acima dos 500 m de profundidade, segundo Chester, 1993) são constituídos por cascalho, areias, siltes e sedimentos vasosos de proveniência terrígena, autigénica e biogénica. O espectro granulométrico dos referidos sedimentos é diversificado, com os mais finos a ocorrerem em ambientes de baixa energia e os mais grosseiros em ambientes de alta energia. Os regimes oceânicos a que se encontram expostos é diversificado e encontra-se sujeito à influência das massas continentais adjacentes. Em resultado, verificou-se no domínio da plataforma uma maior variabilidade das condições físicas, químicas e biológicas do que nas regiões mais profundas (Chester, op. cit.).

Seguindo a abordagem clássica ao estudo dos ambientes litorais emersos de alta energia, em trabalho antecedente (Vidinha Tomás, 1995) o autor procedeu à análise textural, sustentada nos parâmetros de Folk & Ward (1957), dos sedimentos depositados na face de praia, berma e duna do litoral compreendido entre Espinho e o Cabo Mondego. Concluiu que aqueles sedimentos são, em resultado do elevado hidrodinamismo do meio, essencialmente arenosos e exibem características texturais que não possibilitam diferenciação clara dos ambientes estudados. Atribuiu esta incapacidade de discriminação ao reduzido espectro granulométrico disponibilizado pela área fonte, visível na boa calibragem e na unimodalidade daqueles sedimentos.

Tais resultados conduziram o autor a alargar o estudo sedimentológico dos mesmos materiais à fracção fina, uma vez que análises laboratoriais preliminares registaram a sua ocorrência em proporção diminuta ($\leq 1\%$) mas persistente nos mesmos sedimentos. Subjacente, o intuito de investigar, por um lado, o potencial dessa fracção em discriminar os depósitos litorais emersos, procurando, assim, colmatar a insuficiência discriminatória da fracção arenosa. Por outro, utilizá-la para identificar a fonte dos sedimentos que hospedam aquela fracção textural, apesar das características do clima dominante (temperatura e precipitação moderadas) favorecerem a formação de sedimentos arenosos em detrimento dos silto-argilosos (Hayes, 1967), ou seja, favorecer a alteração física do substrato em detrimento da química.

O interesse do alargamento do estudo àquela fracção do espectro granulométrico é, no entanto, sustentado no conhecimento de que mais de 80% da carga sólida drenada, hoje, para os oceanos pelos rios consistir em carga em suspensão formada por partículas com dimensão inferior a 63µm (Irion & Zollmer, 1990), contra os 10% tipicamente atribuídos à carga de fundo, sendo esta constituída por partículas grosseiras. Por outro lado, grande parte desses sedimentos vão incorporar os depósitos submarinos proximais (*nearshore deposits*) que se localizam habitual-

mente a profundidades inferiores a 30 metros. Acresce ainda que essa fracção (fina) representa metade do total dos sedimentos marinhos e que ela tende a reflectir as características mineralógicas dos afloramentos continentais de onde provêm (Weaver, 1977), após terem passado por processos de meteorização que libertaram e/ou lhe alteraram a constituição química ou mineralógica. Este conjunto de informações reforça o interesse do presente estudo, nomeadamente no que respeita ao confronto das características composicionais dos sedimentos silto-argilosos depositados em ambientes litorais emersos (praia e duna) e imersos (plataforma) adjacentes, de que é exemplo inovador o trabalho de Vidinha et al. (2000, 2001). Este trabalho vai ao encontro da chamada de atenção de Bradshaw et al. (1991) para o facto de ainda não se encontrarem devidamente estudada a importância da plataforma interna como depósito ou fonte de sedimentos arenosos para a praia limítrofe.

Importantes no âmbito do presente estudo são os trabalhos que versam objectivamente sobre a sedimentologia da plataforma noroeste portuguesa. Assim, segundo Dias (1987) mais de 80% dos sedimentos terrígenos afluentes do continente para o mar são transportados em suspensão. Estudos sedimentológicos da pluma do Douro feitos por Drago et al. (1998) apontam para teores de silte e argila superiores a 77% com uma granulometria média de 7 μ m a 22 μ m, em regime de máxima concentração de matéria particulada em suspensão. Também Oliveira et al. (1994) verificaram nas plumas ocorrentes no NW de Portugal associadas aos rios Minho, Lima, Cavado e Douro que, no geral, os sedimentos com a dimensão de 63 μ m correspondem a cerca de 20% do material em suspensão, o silte grosseiro (15-63 μ m) a 30-50% e o silte fino e argila a 40-80% no Inverno e 30-65% no Verão. No caso do rio Douro os mesmos autores verificaram que os sedimentos em suspensão nas águas superficiais eram bimodais (16 μ m e 37 μ m) e, junto a fundo, registaram diâmetros modais 4 μ m e 125 μ m o que, para aqueles autores, se relaciona com processos de suspensão. Oliveira et al. (1995) conclui também que o acarreo sedimentar de proveniência terrestre debitado sobre a plataforma continental é constituído por silte e argila.

Pouco mais a sul, concretamente a plataforma externa entre Espinho e Aveiro, Abrantes (1994) identificaram uma extensão do complexo silto-argiloso do Douro, na qual verificaram, contudo, que os sedimentos silto-argilosos são pouco representativos, mas com proporção crescente para o largo. Atribuíram o défice daquela fracção textural na plataforma interna à capacidade de retenção da laguna de Aveiro. Mas a maior representatividade dos mesmos no sector da plataforma interna que se estende para sul de Espinho, conduziu o mesmo autor a imputar a sua proveniência à erosão costeira e à actividade da bacia do Douro que drena a norte, onde registaram conteúdos siltosos e argilosos da ordem dos 2,6% e 1,6%, respectivamente, ordem de grandeza manifestamente inferior aos registados a norte de Espinho — 19,2% e 4,3%, respectivamente.

Por outro lado, um vasto número de trabalhos publicados assentes em análise mineralógica,

nomeadamente de argilas, principais constituintes dos sedimentos marinhos (Gingele & Leipe, 1997), permitem suportar o presente estudo.

Refira-se a título exemplificativo o de Biscaye (1965) em que a análise mineralógica da fracção fina dos sedimentos do fundo do Oceano Atlântico, é usada como ferramenta de análise de proveniência. São aqui identificados os minerais argilosos caulinite, gibbsite, pirofilita, interestratificados e clorite como contribuintes válidos para aquela análise por apresentarem dispersão ancorada em origem continental. No mesmo sentido, Velde (1992) utilizou um conjunto de estudos de elementos mineralógicos sobre dispersão, proveniência e deposição, e afirma que os minerais argilosos reflectem a mineralogia da área fonte, com algumas excepções (ex.: precipitação de glauconite sedimentar ou clorite de 7Å). No mesmo trabalho, refere ainda que os sedimentos que se encontram em contacto durante longos intervalos de tempo com água do mar mantêm a capacidade de indicar proveniência continental. Irion & Zolmer (1990) usaram minerais de argila como indicadores para estimar o contributo relativo de várias áreas fonte para o mesmo depositário sedimentar. Nesse estudo consideram que, partindo de uma associação mineralógica específica de uma dada fonte, é possível seguir o seu percurso de dispersão, desde que ocorra simultaneamente deposição no fundo.

Pode-se ainda acrescentar o estudo de Petschick et al. (1996) que concluem, uma vez mais, da existência de relações entre a proporção relativa dos diferentes minerais argilosos nos sedimentos de fundo, a composição na área fonte o seu modo de transporte para a área de deposição e o percurso associado. Os trabalhos de Thiry (1998, 2000) relacionam também os minerais argilosos dos sedimentos marinhos com uma composição primária herdada directamente dos continentes e, particularmente, dos solos. Nos mesmos estudos refere que nem sempre o clima é o factor primordial responsável pela distribuição dos minerais argilosos nos sedimentos oceânicos, atribuindo às contribuições sedimentares de terrígenos o papel determinante na definição das associações de minerais argilosos que ali se observam.

Mais incisivamente, Thiry (2000) afirma mesmo que as associações de minerais argilosos em sedimentos marinhos reflectem mais as alterações registadas na área de proveniência (ex.: material parental, topografia, etc.) e do meio de transporte do que alterações climáticas a que se encontra sujeita essa mesma fonte, pelo facto de o perfil de alteração se desenvolver durante largos intervalos de tempo. A este respeito chama, ainda, a atenção que só um extenso retrabalhamento de solos espessos, maduros e com significativa diferenciação mineralógica produzirá impressões significativas nos sedimentos marinhos passíveis de ser interpretada do ponto de vista paleoclimático.

Hein et al. (1979) partiram da fracção argilosa (componente menor da amostra total —

<1%) para chegar à caracterização da fonte, de padrões de circulação e dispersão dos sedimentos na suspensão na plataforma e relações com os sistemas estuarinos adjacentes de Kodiak, Alasca.

Os exemplos atrás citados contribuíram para encorajar e desenvolver o estudo mineralógico da fracção fina residente nos sedimentos litorais entre Espinho e o Cabo Mondego e testar a sua utilização como marcador de (1) proveniência, isto é, de identificação das áreas continentais de onde provêm os sedimentos hospedeiros; (2) dos processos pós-deposicionais ocorrentes no ambiente de sedimentação; e (3) delimitação de províncias sedimentológicas cuja génese decorre sob influência do continente próximo.

Objectivos

O desenvolvimento do presente trabalho foi norteado por um conjunto de objectivos que se enunciam a seguir:

- i. Caracterizar, qualitativamente e quantitativamente, a mineralogia das fracções texturais $<63\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$ residentes nos sedimentos recentes dos depósitos de face de praia, berma e duna do troço litoral compreendido entre Espinho e o Cabo Mondego;
- ii. Discriminar os ambientes de deposição com base nas variáveis mineralógicas identificadas naquelas fracções texturais;
- iii. Identificar a proveniência dos sedimentos que integram os mesmos depósitos, partindo das mesmas variáveis;
- iv. Definir a amplitude das áreas de influência das áreas continentais (bacias do Douro e do Vouga) que drenam para o litoral Espinho e Cabo Mondego, fundamentada no comportamento longilitoral das variáveis mineralógicas identificadas;
- v. Identificar as perturbações locais introduzidas pelos injectores (rio Douro), bem como o efeito selectivo da laguna de Aveiro sobre a mineralogia da fracção $<63\mu\text{m}$ injectada no litoral com proveniência na bacia do Vouga e a impressão mineralógica com origem na plataforma continental próxima;
- vi. Valorizar a importância das fracções $<63\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$ no estudo dos ambientes costeiros de alta energia.

II - Enquadramento Regional

II 1 - Enquadramento climático

II 1.1 - Vento

O clima da costa ocidental portuguesa é determinado pelo Anticiclone dos Açores e pelo núcleo de baixas pressões da Islândia (Fiúza *et al.*, 1982), sendo, por isso, afectado pela deslocação destas duas massas de ar durante o ano, com a frente polar a migrar periodicamente para Norte no Verão e para Sul durante o Inverno.

Assim, os ventos predominantes no Atlântico Norte dependem, designadamente da localização, dimensões e intensidade do referido anticiclone, cujo centro migra preferencialmente segundo o meridiano 38°W dos 27° para os 33°N entre Março e Agosto.

Em termos gerais no Inverno predominam no território nacional massas de ar marítimo e ventos de N e NW associados à circulação do Anticiclone dos Açores. No Verão é caracterizado por uma situação meteorológica bastantes estável, em que a região fica sob a influência conjunta da crista NE do referido anticiclone e da Depressão Térmica que se forma sobre a Península Ibérica (IM, 2005).

Na costa ocidental portuguesa predominam, durante todo o ano, os ventos de N e NW (Figura II.1), seguindo em importância pelos de O e, em menor grau, de SW, instalando-se os últimos com a aproximação de sistemas frontais. Deste último quadrante provêm os ventos mais intensos, mas de curta duração, associados a depressões muito cavadas, que, na maioria dos casos, são mais intensos no trecho mais setentrional da costa ocidental. Os ventos menos intensos são os que procedem do continente, quer se trate dos quadrantes nordeste ou sudeste. As resultantes anuais são em geral entre NNW e WNW.

O regime de vento mais característico da costa ocidental portuguesa é Regime de Nortada. Atinge expressão máxima em particular no Verão, no mês de Julho, sendo relativamente forte e persistente neste trecho litorâneo. Este regime domina quando os ventos persistem de NW durante vários dias, aumentando tipicamente de velocidade durante o dia, atingindo o máximo de intensidade no fim da tarde, e o mínimo de madrugada.

O regime de ventos local é também determinado pela interacção entre as brisas locais, de periodicidade diurna, e a circulação geral da atmosfera, de que resulta um vector de intensidade potenciada ou diminuída, consoante estes se oponham ou adicionem. Deste modo, quando

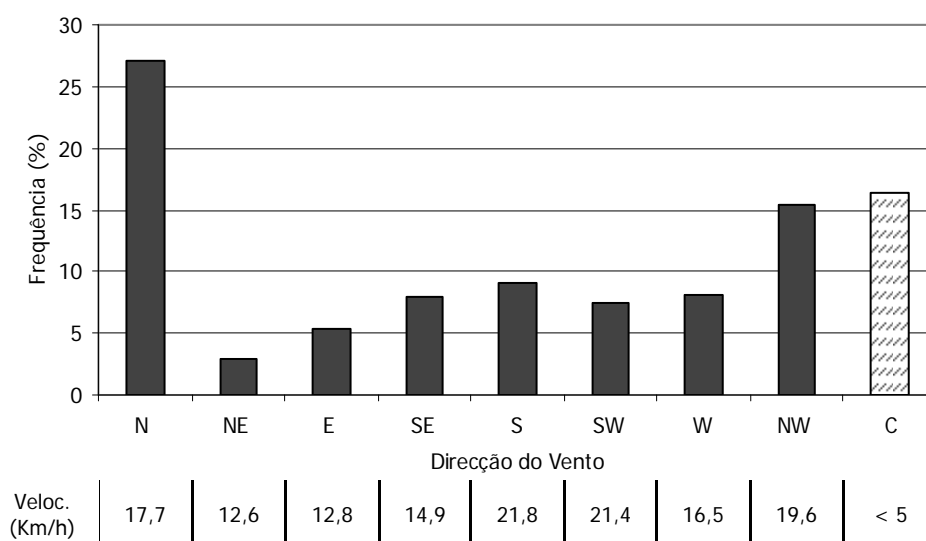


Figura II.1 - Regime geral dos ventos na estação S. Jacinto. Indicação da frequência média e velocidade média por rumo (1954/1980). As calmas (C) correspondem aos períodos em que a velocidade do vento é inferior a 5Km/h (Fonte: INMG, 1986).

ocorrem ventos do octante NW, as brisas tendem a aumentar de velocidade média do vento para o fim da tarde e a diminuir durante a madrugada. O oposto sucede quando o vento sopra, com menor frequência, do quadrante Este, observando-se o aumento da intensidade durante a madrugada e diminuição para o fim da tarde.

Dados recolhidos no posto de observação de S. Jacinto permitem concluir que é no período de Fevereiro a Maio que se observam os ventos mais intensos (velocidade média de 17,3Km/h) e no período de Agosto a Outubro os menos intensos - 13,1Km/h (INMG, 1986).

II 1.2 - Temperatura

A temperatura média na bacia na Bacia do Douro é de 12°C (Figura II.2) com a variação de 8°C na região mais oriental e 15°C na parte portuguesa do norte do rio Douro. Nos meses mais quentes (Julho e Agosto) as temperaturas médias situam-se, em Portugal e Espanha, entre os 25°C e os 30°C enquanto nos meses mais frios (Dezembro e Janeiro) situam-se entre os 2,5°C e os 0°C.

Na bacia do Vouga as temperaturas médias anuais (Figura II.3) oscilam entre os 12,3°C (Caramulo) e os 15°C (Anadia), com a temperatura média anual na bacia de 12,7°C (DGRAH, 1986).

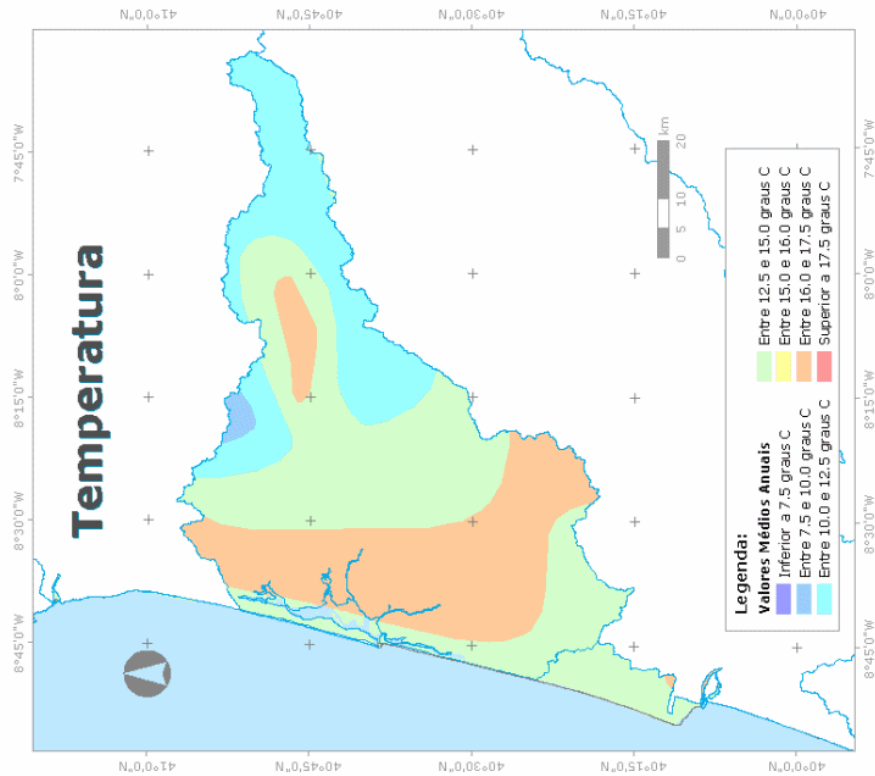


Figura II.3 - Mapa da temperatura média do ar (valores médios anuais) na Bacia do Vouga, 1931-1960. Setembro 2003 (URL: <http://www.snirh.inag.pt>).

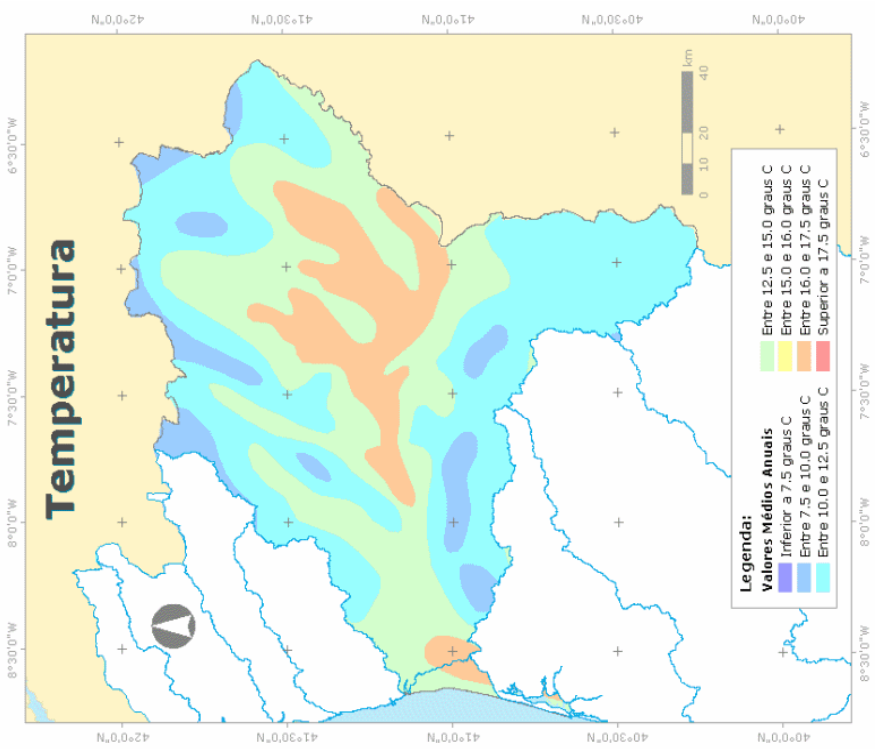


Figura II.2 - Mapa da temperatura média do ar (valores médios anuais) na Bacia do Douro, 1931-1960. Setembro 2003 (URL: <http://www.snirh.inag.pt>).

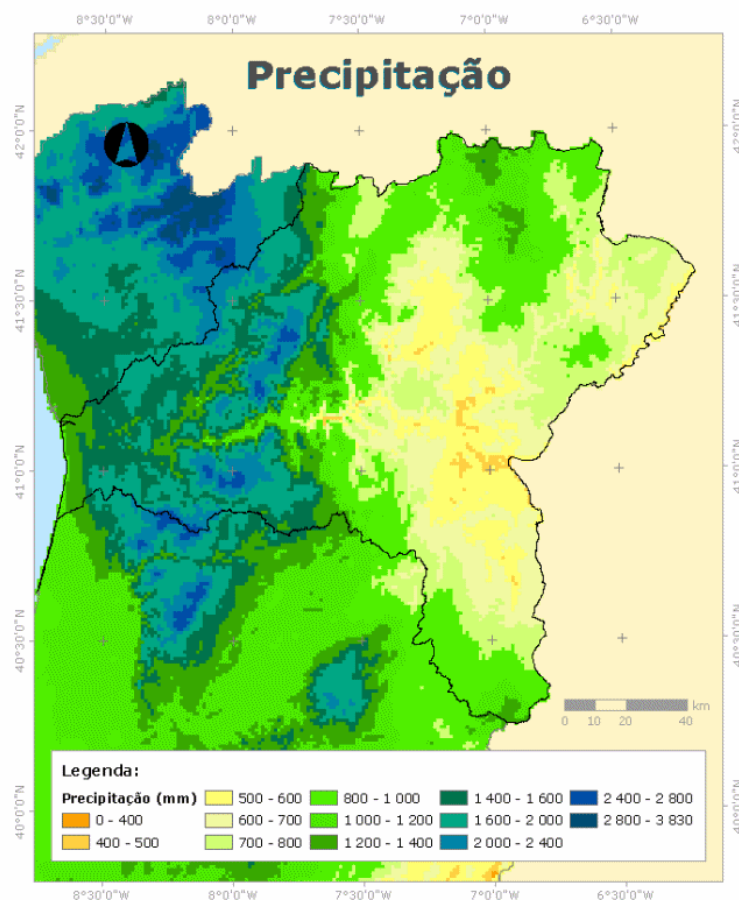


Figura II.4 - Mapa da precipitação Total Anual (1959/60 - 1990/91) na Bacia do Douro (URL: <http://www.snirh.inag.pt>).

II 1.3 - Precipitação

Orgas (1989), partindo dos balanços hídricos segundo Thornthwaite distingue na Bacia do Douro um grande centro árido e seco e uma zona Norte e Oeste húmidas. A precipitação na Bacia do Douro (Figura II.4) apresenta um grande contraste sazonal, com um semestre (Outubro a Março), muito húmido, onde se concentra cerca de 76% da precipitação anual, e um semestre muito seco, onde em geral não chove durante quatro meses, com as zonas mais pluviosas a ocorrerem nas cabeceiras do rio Tâmega e na zona média do rio Paiva (DGRAH, 1986).

A influência da orografia na distribuição da precipitação, interpretada em função de condicionantes de natureza geológica foi realizada por Sousa (1982) que refere a pluviosidade mais baixa no domínio aflorante do Complexo Xisto-Grauváquico relativamente à observada nas regiões graníticas; esta assimetria é reflexo destas regiões apresentarem cotas mais elevadas que as primeiras e, a par da menor precipitação, verifica-se ainda, segundo o mesmo autor, uma elevada evapotranspiração que, associada à fraca permeabilidade das rochas xistosas, condiciona alguma

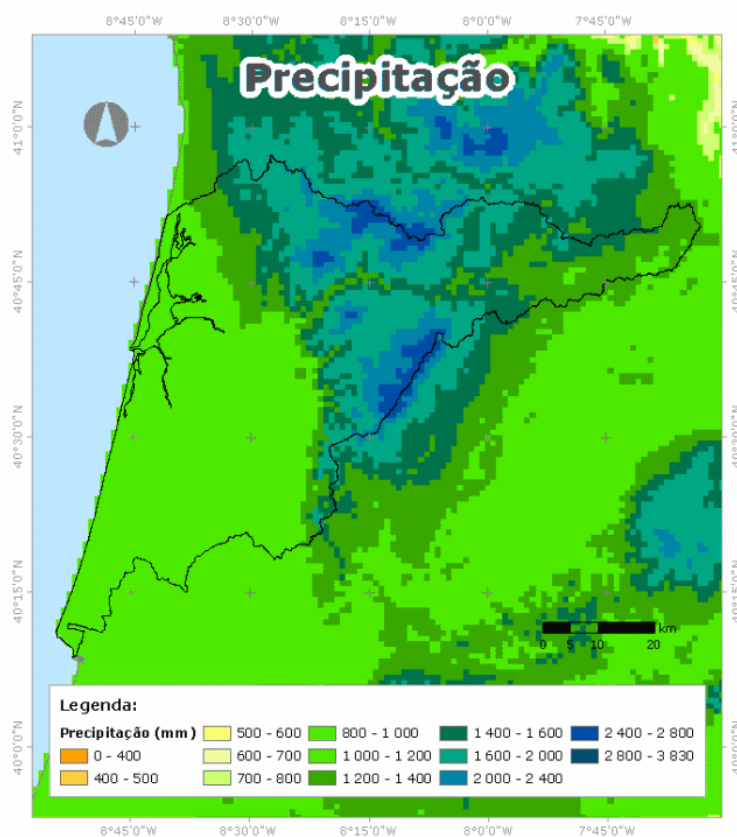


Figura II.5 - Mapa da precipitação Total Anual (1959/60 - 1990/91) na Bacia do Vouga (URL: <http://www.snirh.inag.pt>).

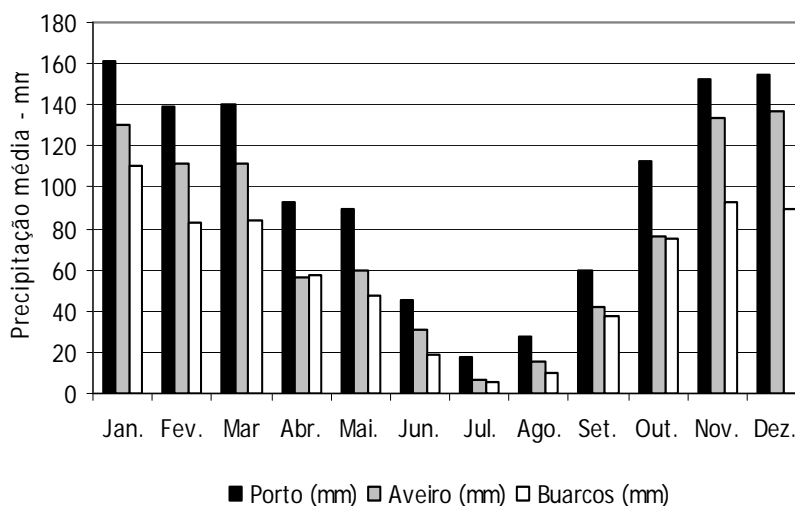


Figura II.6 - Gráfico comparativo da precipitação média mensal nas estações pluviométricas do Porto, Aveiro e Buarcos (INMG, 1986).

escassez de recursos hídricos.

Segundo o mesmo sistema de classificação de precipitação o clima na Bacia do Vouga (Figura II.5) varia entre o super-húmido (nas cumeeiras) e húmido (litoral) (Mendes & Bettencourt, 1980). Teixeira (1994) determinou uma precipitação média anual na Bacia do Vouga da ordem dos 1422mm, média determinada seguindo o método das áreas de influência definidas pelos polígonos de Thiessen.

O litoral que se inicia em Espinho e termina no cabo Mondego tem características mediterrânicas (Dias, 1987) apresentando menor índice de precipitação e temperaturas médias mais elevadas que o localizado para norte de Espinho. Segundo Carvalho e Barceló (1966), os valores característicos do regime de agitação variam paralelamente com os da precipitação na costa ocidental, ao longo do ano e em ciclos superiores a 20 anos tornando, por isso, importante o estudo deste elemento de clima para a definição consistente dos ciclos temporais de variação do regime de agitação costeira.

Segundo relatório do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Divisão de Meteorologia Marítima (Fevereiro, 1986), que utiliza uma série temporal de 1941-70, no posto de observação de Aveiro, a pluviosidade total anual é de 912mm (Figura II.6). Para o mesmo posto, os meses que registam maior intensidade são os de Novembro, Dezembro e Janeiro, com valores médios superiores a 130mm, coincidindo os menos pluviosos com os meses estivais, de Julho e Agosto, em que os valores médios descem abaixo de 20mm. A intensidade, bem como a frequência, decresce de norte para sul (total anual de 1193mm e 709mm para os posto de observação do Porto e de Buarcos, respectivamente, e de poente para nascente em consequência da amplificação das características orográficas da superfície - junto à costa é o dobro da verificada no mar.

II 1.4 - Regime de agitação e correntes marítimas

Segundo Carvalho & Barceló (1966).o regime de agitação que afecta o litoral ocidental apresenta um período significativo de (T_{H_s}) que varia entre 6s e 18s com um valor modal no intervalo 9-11s, independentemente da direcção. Os períodos mais frequentes correspondem à direcção W25°N. Existe um período mais frequente associado a cada escalão de altura significativa (H_s) e uma tendência para o aumento da dispersão do período com a diminuição da sua grandeza, devido à influência crescente da vaga. Nos meses de Junho, Julho e Agosto o período de agitação exhibe uma tendência para diminuir relativamente aos restantes meses do ano, apesar de serem observáveis toda a gama de valores (Carvalho & Barceló, op. cit.).

A altura significativa mais frequente oscila entre 1 e 2m (45% dos registos totais) - Figura

II.7. Verifica-se, no entanto, a ocorrência de alturas superiores a 3m (15% dos registos totais) e mesmo a 6m (2% dos registos totais) aquando de temporais. A percentagem de calmas é de 6% em média anual. A altura significativa aumenta a partir de Julho, atingindo máximos em Dezembro/Janeiro. As alturas máximas estão associadas à direcção W60°N, diminuindo com a sua rotação para sul, e variam regularmente ao longo do ano.

Vitorino *et al.* (2002) estudaram a dinâmica da agitação marítima na plataforma durante o Inverno e concluíram que a altura significativa mais frequente das vagas, durante esse período, é de ~3-4m, com rumo de NW, não se encontrando associadas a um regime de vento especial. Contudo, os períodos de ocorrências de alturas extremas ($H_s > 5m$), que se encontram associados a tempestades, ocorrem com ventos predominantes de sul. Concluem os mesmos autores que nestas condições é observado na costa NW Portuguesa um sistema conjugado em que condições atmosféricas específicas geradoras de eventos de agitação fortemente energética impõe igualmente um regime específico de vento.

As direcções mais frequentes situam-se entre W10°N e W20°N (28% das observações) tendendo, com a aproximação à linha de costa, a rodar para Oeste. As respeitantes ao quadrante SW apresentam uma frequência ligeiramente inferior (20% dos registos). Os rumos provenientes de NW são observáveis ao longo de todo o ano, ao passo que os de SW são mais frequentes entre Julho e Setembro, apesar da tendência da ondulação para se apresentar de Oeste nos meses de Inverno e de rodar para NW nos meses de Verão.

A circulação geral e, conseqüentemente, o transporte de material na plataforma continental

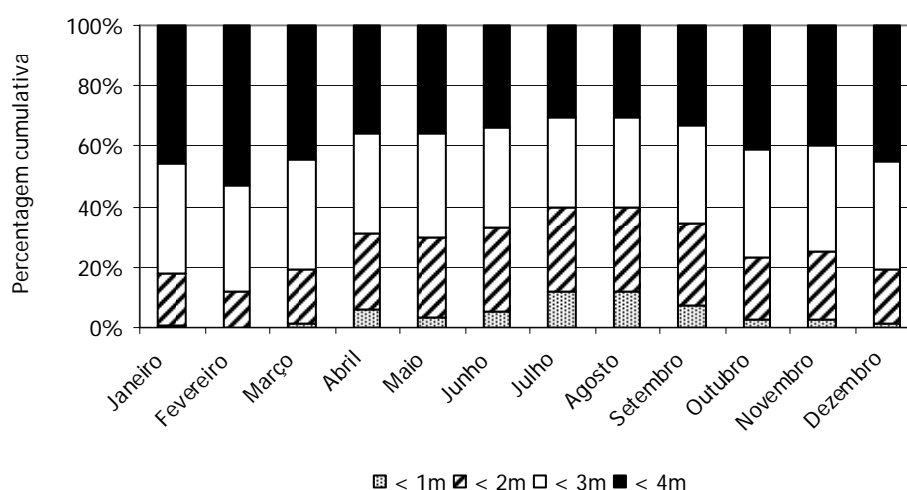


Figura II.7 - Percentagem (cumulativa) de ocorrência, em diferentes meses, da altura das ondas na costa ocidental portuguesa inferiores a 1m, 2m, 3m, e 4m. Estimativa feita com base série de registos dos ondógrafos do Cabo da Roca de 1976/1980 (adaptado de Pires, 1989).

ocidental da Península Ibérica encontra-se relacionado com o regime de ventos local, que é marcado por uma variação sazonal. Nos meses de Verão, em associação com os ventos dominantes e intensos de norte, a circulação na plataforma é caracterizada pela ocorrência de *upwelling*. No Inverno, os ventos de Sul são mais frequentes, o que conduz ao estabelecimento de um regime de circulação *downwelling*, que induz uma circulação direccionada para norte (Vitorino, 1989).

Durante o Inverno a plataforma continental Oeste da Península Ibérica os eventos de temporal geram no fundo da plataforma médias velocidades orbitais superiores a 40 cm/s. Estas condições induzem velocidades de corte superiores a 1 cm/s, que promovem a remobilização dos sedimentos mais finos, como comprovam os elevados valores de turbidez observados nestas circunstâncias a 6m do fundo (Dias *et al.*, 2000). Estas condições ocorrem quando há o predomínio de *downwelling*, com a circulação no fundo e concomitante transporte de finos a ocorrer para norte e para o largo (*offshore*), onde a actividade da ondulação é menor, o que explica a ocorrência das manchas de sedimentos vasosos a norte das áreas de onde provêm (Complexo silto-argiloso do Douro).

Contudo, ainda que raramente, os temporais podem surgir associados a períodos de *upwelling*, pelo que a circulação se dá temporariamente em direcção ao sul e para a costa (*onshore*), conduzindo ao transporte dos sedimentos ressuspensos para ambientes cujas condições hidrodinâmicas impossibilitam a sua deposição permanente (Dias *et al.*, op. cit.).

As condições de agitação prevalentes na costa Portuguesa traduz-se numa corrente longitudinal direccionada em termos gerais para sul, sendo provavelmente mais forte a norte do paralelo 41° do que a sul desta fronteira, devido à maior obliquidade apresentada pela linha de costa relativamente à direcção de aproximação da agitação em águas profundas.

II 1.5 - Marés

Ao longo deste troço costeiro as marés são semi-diurnas e propagam-se de sul para norte com amplitude de variação entre 1m em águas mortas, a aproximadamente 4m em marés vivas. Segundo Davies (1964, cit. Komar, 1976) trata-se de um troço litoral mesotidal, como a totalidade do restante litoral continental Português.

Na zona próxima da barra do Douro as correntes correm de Norte para Sul com velocidade que não excede 51cm/s, sendo a corrente de vazante dominante. Porém os valores de direcção e velocidade das correntes de maré são muito variáveis, consoante a época do ano e o regime das descargas de barragens instaladas no rio Douro.

II 2 – Enquadramento geomorfológico, tectónico e geológico sumário

II 2.1 – Enquadramento geomorfológico e tectónico

Tomando o zonamento paleogeográfico e tectónico do Maciço Hespérico definido por Julivert *et al.* (1974), a área litoral considerada no presente estudo estende-se essencialmente pelo bordo Oeste da Orla Mesocenozóica Ocidental e prolonga-se para Norte de Espinho por terrenos da Zona Centro-Ibérica (ZCI), numa das grandes unidades geotectónica e paleogeográfica do Maciço Hespérico afectada por diferentes orogenias (Figura II.8).

Para a orla Mesocenozóica drenam as Bacia Hidrográfica do Douro, cuja superfície se estendem sobre as unidades paleogeográficas da ZCI e do Arco Ibero-Armoricano, vindo mesmo a atingir unidades morfoestruturais mais internas da Bacia do Douro da Cordilheira Central (Ribeiro *et al.*, 1979), e a Bacia do Vouga, que se estende igualmente pela ZCI, afectando as formações do seu bordo Este e da Orla Ocidental, correspondendo a 3/4 da área que drena para a laguna de Aveiro.

Ferreira *et al.* (1987) sumariaram a evolução da ZCI a partir do Câmbrico e apresentam um modelo que compreende um período de deposição de sedimentos concomitante de estiramento do soco Pré-câmbrico, acompanhado de subsidência marginal, onde sedimentaram séries de fácies plataforma e de talude de espessura mais reduzida. No final do Câmbrico superior o regime evoluiu para transgressivo da qual resultou a formação de dobras, visíveis na série Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), tendo os planos de falha normais sido reactivados sob a forma de desligamentos com componente inversa, que geraram cavalgamentos pontuais.

No Ordovícico o fosso Centro-Ibérico estabilizou, facto que se traduz no carácter plataforma e reduzida espessura de sedimentação e no reduzido magmatismo. Mas a partir do Caradociano e Silúrico a ocorrência magmatismo básico indicia que a velocidade de divergência dos bordos sofreu alteração. Segundo Ribeiro *et al.* (1983, *cit. in* Ferreira *et al.*, 1987) terá sido a partir desse período, e durante todo Silúrico, que se deu a abertura de um oceano naquela estrutura, marcada pela presença de crosta oceânica no eixo daquela bacia sedimentar como pela presença de ofiolitos Hercínicos nos complexos básicos e ultra-básicos, designadamente de Morais e Bragança (Williams, 1983; Ribeiro *et al.*, 1987, *cit. in* Ferreira *et al.*, 1987).

Os terrenos Pré-câmbrico e paleozóicos inferiores foram afectados, na sua maioria, pela deformação tectónica e metamorfismo Hercínico a tardi-Hercínico, não sendo fácil a verificação do metamorfismo pré-Hercínico. Os acidentes (fracturas) que afectam as formações da Bacia do Douro, deixando a sua marca no traçado rectilíneo dos vales fluviais (condicionamento tectónico)

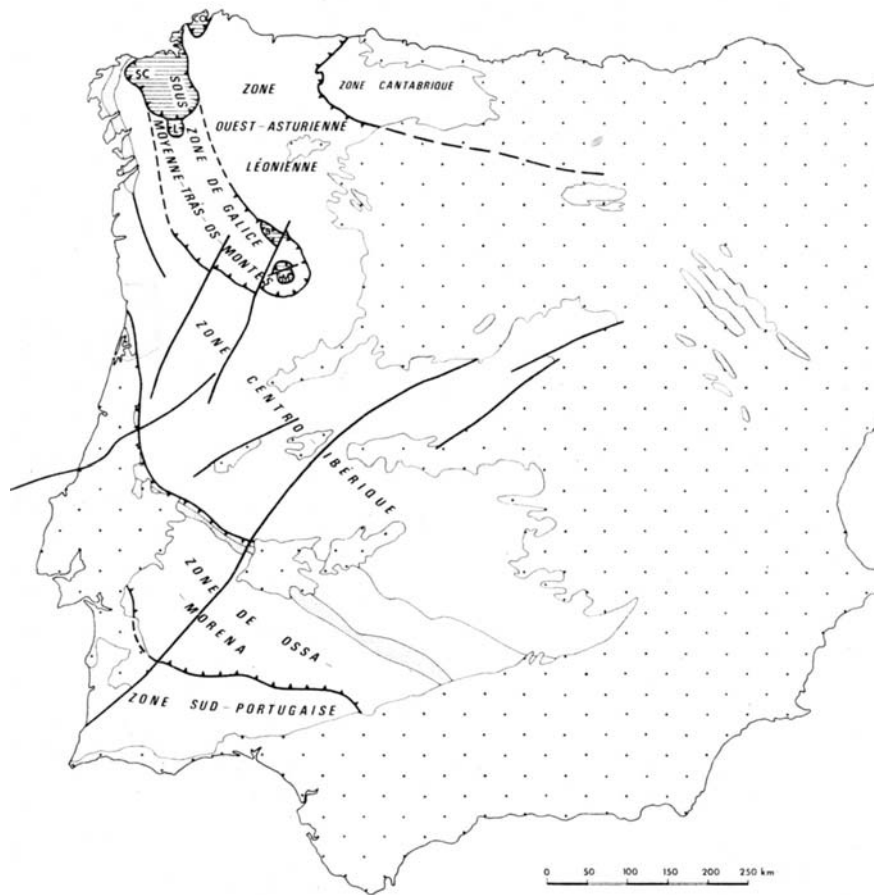


Figura 11.8 - Zonamento paleogeográfico e tectónico do Maciço Hespérico, segundo a Carta Tectónica da Península Ibérica (Adaptado de Ribeiro et. al., 1979).

e formam dois sistemas: um primeiro formado por acidentes com orientação NE-SW e NW-SE, associado a desligamentos; outro com orientação N-S e W-E, caracterizado pela ocorrência de movimentos verticais. A maioria destes últimos rejogaram durante o Meso-cenozóico e terão sido responsáveis pela captura do troço rectilíneo final do rio Vouga e pela alteração da configuração e basculamento para Norte da grande Bacia Lusitânica durante o Cenomaniano terminal, introduzindo mudanças significativas nos sistemas de drenagem (Rocha, 1993). Aquando da primeira fase Hercínica dá-se o fecho da bacia sedimentar subsidente no Devónico médio.

Como acidentes tectónicos mais importantes destacam-se: a falha de Vilaríça, de direcção NNE-SSW, com formação de depressões na qual se acumularam depósitos modernos, que atingiu os terrenos antigos do Pré-câmbrio, do Ordovícico e do Silúrico, assim como os granitos Hercínicos, tendo, mais recentemente, rejogado e afectando depósitos quaternários. Mais a ocidente, a falha Régua-Vérin (Espanha), paralela à anterior, que deu origem a várias depressões na qual se acumularam, igualmente, depósitos modernos. A ocidente desta mesma falha encontram-se outras com a mesma orientação preenchidas com filões quartzosos, entre as quais a fractura que

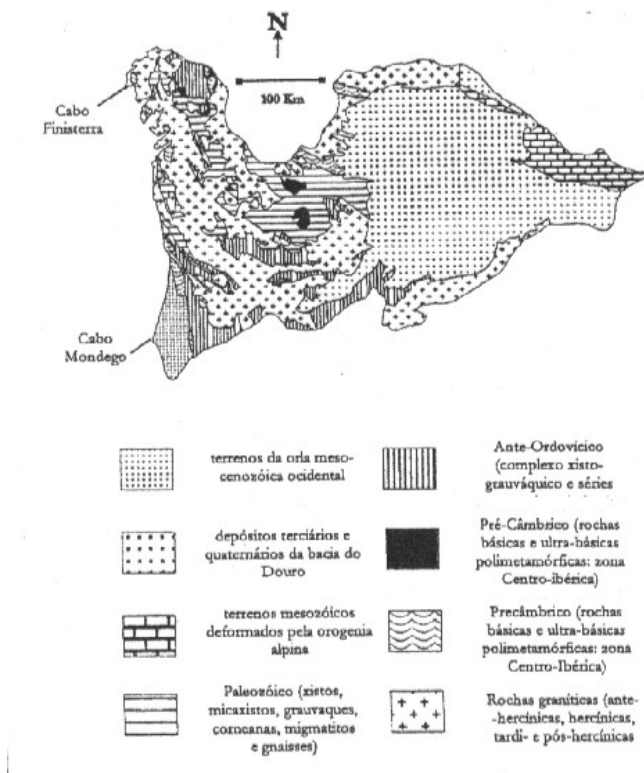


Figura II.9 - Geologia das bacias hidrográficas dos rios do noroeste de Portugal e da Galiza Ocidental (adaptado de Julivert *et al.*, 1980, in Cascalho, 2000).

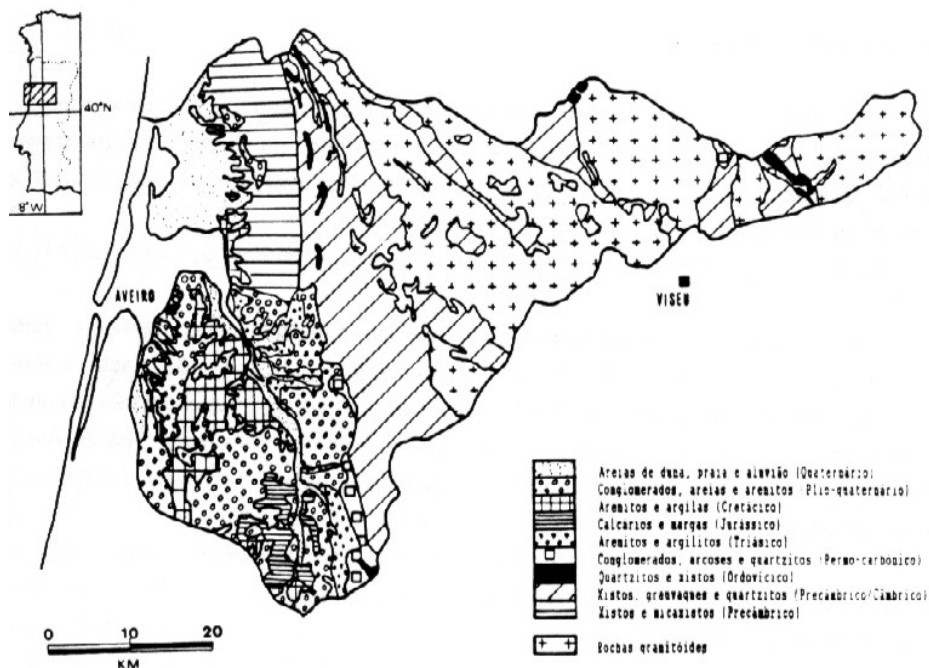


Figura II.10 - Geologia dos terrenos drenados pelos rios que afluem à laguna de Aveiro (adaptado da carta Geológica de Portugal, 1972, esc. 1:500000, in Teixeira, 1994).

passa por Arouca, evidenciando forte esmagamento e enchimento argiloso.

A Orla Mesocenozóica Ocidental encontra-se instalada no bordo ocidental do Maciço Hespérico e corresponde a uma bacia com alongamento NNE-SSW, que foi preenchida pelos sedimentos carreados daquele maciço e, durante parte do Mesozóico, de uma área continental emersa a ocidente, de que resta hoje testemunho nos Farilhões e Berlengas (Ribeiro *et al.*, 1979; Ferreira, 1981). O seu estilo tectónico é caracterizado pela presença de uma família de acidentes com variadas direcções, que correspondem, em grande parte, ao rejogo pós-Hercínico de uma rede fracturas tardi-Hercínicas (Ribeiro *et al.*, 1979), e dobras amplas com orientação N-S que se encontram relacionadas com deformação do soco rejogado. Condicionando a morfologia apresenta dobras e falhas relacionadas essencialmente com tectónica diapírica.

II.2.2 - Geológico

Num traço generalista do enquadramento geológico, cuja influência se faz sentir no troço litorâneo em que assenta o presente estudo, podemos caracterizar a ZCI pelo predomínio de rochas granitóides, xistos metamorfizados, gnaisses e quartzitos, com idades do Pré-Câmbrico e Paleozóico, e a orla Mesocenozóica pelo predomínio de sedimentos detriticos e carbonatados.

Assim, o traçado do rio Douro no território nacional corta em grande extensão formações do Xistos do Douro (Complexo Xisto Grauváquico) a montante e para jusante granodioritos biotíticos precoces, granitos e granodioritos porfiróides, granitos monzoníticos porfiróides, granitos moscovíticos-biotíticos, xistos ardosíferos e siltitos, quartzitos, conglomerados e xistos, turbiditos, Xistos das Beiras (Complexo Xisto Grauváquico) e granito de duas micas (Carta Geológica 1:500000, SGP, 1992).

O rio Vouga atravessa no sector mais a montante (Vouga Superior) um cortejo de formações graníticas (granitos monzoníticos, granitos e granodioritos e granitos de duas micas) após o qual, e para jusante (Vouga Médio), se seguem turbiditos e conglomerados do Complexo Xisto-Grauváquico, Grupo das Beiras, xistos cloríticos e moscovíticos e anfibolitos, Grés de Silves, aluviões e formações arenosas de duna e praia no seu sector terminal (Baixo Vouga).

A. Rochas ígneas ante-Mesozóicas

Soen (1958) e Schermerhon (1956) no estudo de duas áreas vizinhas da Zona Centro Ibérica do Maciço Hespérico, na região de Viseu, referem diferentes tipos de rochas graníticas que contactam em concordância ou discordância com o Paleozóico e sedimentos mais antigos, que se encontram relacionadas com a Orogenia Hercínica.

Ambos têm representação espacial significativa no norte de Portugal, incluindo a Bacia do Douro. Segundo os mesmos autores, o primeiro grupo de rochas graníticas (granitos biotíticos porfiróides, pré-Estefaniano), designadas de "*Older*", surge ligado às zonas de elevado metamorfismo regional, nos Xistos das Beiras, ter-se-á instalado durante a primeira fase Hercínica (Teixeira & Gonçalves, 1980; Ferreira, Iglesias *et al.*, 1987), com contacto concordante com os xistos.

Estes granitos correspondem à "Série Alcalina" (Ribeiro *et al.*, 1979) - Granito Porto-Viseu - são leucocráticos, com a presença de plagioclases de composição albite e/ou oligoclase ácida e o predomínio de duas micas, com o teor de moscovite equivalente ao da biotite, e presença frequente de apatite. Da alteração dos feldspatos resultaram importantes depósitos de caulíniferos. Os diferentes tipos de granitos formam um série cujos os membros principais são granitos gnais-sicos, granitos de duas micas (autóctones), ligados aos migmatitos, granitos de anatexia (para-autóctones), granitos de duas micas com megacristais (alóctones), mais tardios (Ribeiro *et al.*, 1979; Ferreira *et al.*, 1987).

O segundo grupo, designado de "*Younger*" (Granitos do Porto e de Viseu, pós-Estefaniano, provavelmente do Pérmico), exibem uma grande homogeneidade e não apresenta uma relação directa com as zonas de metamorfismo regional. O contacto é abrupto, com os limites a serem definidos por uma zona (orlas) mais ou menos distinta de metamorfismo de contacto nas rochas adjacentes. Estes correspondem à série "Calco-alcalina" (Ribeiro *et al.*, 1979) com uma composição constituída por plagioclase a oligoclase-andesina, predomínio da biotite sobre a moscovite. Presença, por vezes, de hornblenda, piroxena e de minerais acessórios abundantes e variados, nomeadamente titânio, apatite e opacos. Como membros distintos desta série apresenta granitos com megacristais com biotite e oligoclase.

São granitos mesocráticos, com os calco-alcalinos a alcalinos a exibirem grão médio a fino de duas micas e os granitos calco-alcalinos megacristais de grão grosseiro com biotite. Podem ocorrer relacionados com rochas meso e melanocráticas, porfiróides do tipo granodiorítico, diorítico e gabróico, etc., (Ribeiro *et al.*, *idem*; Ferreira *et al.*, *idem*). Intrudindo as rochas graníticas calco-alcalinas (Hercínicas) ocorrem rochas filonianas de natureza básica, nomeadamente dolerítica, teralítica e lamprofírica, e de natureza ácida, concretamente aplito-pegmatíticos.

B. Pré-câmbrico - Câmbrio

O Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), cuja designação é atribuída a Carrington da Costa (1950), aflora em amplas extensões na ZCI no vale do Douro e nas Beiras, formando o "Grupo do Douro" e o "Grupo das Beiras", separados, de acordo com a carta 1:500 000 (1992), pelo bordo NE do sinclinal de Sátão, grupos que se encontram aturadamente estudados em termos estrati-

gráficos, sedimentológicos e paleogeográficos por Sousa (1982), Schermerhorn (1956), Soe (1958) e Medina (1996).

Sousa (op. cit.) aponta uma idade Câmbrica inferior-média, eventualmente superior, para o "Grupo do Douro", enquanto que Sousa & Sequeira (1993) defendem uma localização temporal na transição do Pré-câmbrico para o Câmbrico. Relativamente ao "Grupo das Beiras" Pereira & Macedo (1983) apontam a idade Pré-Câmbrica.

Sousa (1982) subdivide o "Grupo do Douro" em dois conjuntos, devido à ocorrência de carreamentos sin-sedimentares de idade Sarda (Silva & Ribeiro, 1985): um, autóctone, constituída pela Formação das Bateiras e de Ervedosa do Douro; e outro alóctone, constituída pela formação de Rio Pinhão, Pinhão e Desejosa.

O Grupo do Douro surge constituído essencialmente por:

- i. Xistos Negros Carbonosos;
- ii. Meta-grauvaques;
- iii. Calcários Cristalinos (Mármore);
- iv. Rochas calco-silicatadas;
- v. Quartzitos;
- vi. Rochas areno-conglomeráticas;
- vii. te ermos pelíticos (região de Arouca);

Farinha Ramos *et al.* (1976, *cit. in* Sousa, 1982) aponta para uma possível separação do Grupo do Douro em dois grupos: um inferior, mais diverso, constituído por calcários, grauvaques grosseiros, microconglomerados, rochas calco-silicatados, etc.; e um superior, mais monótono, constituído unicamente por xistos pelíticos.

Sousa (1992) faz referência há ocorrência cristais de magnetite, pirite, clastos, etc., como marcadores de estiramento da fase Hercínica F1.

Nabais Conde (1971, *cit. in* Sousa, 1982) refere a existência de uma formação vulcano-sedimentar designada de "Série Intercalar" entre o entre o CXG e o Ordovícico em vários locais da ZCI, nomeadamente no afloramento de Satão-Porto, composta por calcários, conglomerados, quartzitos e grauvaques, e na Marofa, com a mesma constituição, à excepção dos conglomerados. A uniformidade das características litológicas e paleontológicas, assim como a distribuição dos seus afloramentos, indiciam tratar-se de uma formação única que cobriu em dado momento todo, ou quase, o território correspondente à Bacia do Douro.

Soe (1958), tal como Schermerhorn (1956), caracteriza o “Grupo das Beiras” como formado por uma espessa série de filitos, xistos e grauvaques desprovidos de fósseis, sendo por isso, segundo o mesmo autor, de idade indeterminada *per sí*. O mesmo autor, na referência e discussão da datação proposta por outros autores (Delgado & Choffat, 1899; Sousa Brandão, 1914; Schermerhorn, 1956; Teixeira, 1955; Thadeu, 1949, 1951, todos *cit. in* Soe, 1958), conclui que o CXG do “Grupo das Beiras” deve ser atribuído ao Infracâmbrico (Alcudiano) e Câmbrico, podendo atingir o Georgiano e Acadiano, senão mesmo o Potsdamiano.

No estudo desenvolvido pelo mesmo autor (Soe, 1958) é identificada uma fase inicial de grau de baixo metamorfismo afectando os sedimentos do “Grupo das Beiras”, de que resultaria a sua transformação em extenso volume de filitos e micaxistos de grau de baixo de metamorfismo, com marcada xistosidade. Esta fase é também marcada por altas temperaturas e assinalada pelo desenvolvimento de paragéneses de minerais típicos da zona da sillimanite, zona da andaluzite-estaurolite e zona da biotite, em conexão com a intrusão dos granitos “*old*”, e restritas a orlas de metamorfismo. A segunda fase de metamorfismo regional corresponderia à penetração nas formações rochosas dos voláteis provenientes das rochas magmáticas, responsável pela formação de sillimanite tardia, moscovite e sericite tardia, albite-oligoclase, cloritóides, turmalina, ilmenite, rútilo e ainda pela cloritização da biotite e sericitização dos alumino-silicatos. As fases iniciais corresponderiam aos estados iniciais ao metamorfismo orogénico enquanto as fases finais corresponderiam metamorfismo plutónico.

Incluídos no grupo dos filitos de baixo metamorfismo estariam os constituintes do sinclinal Porto-Satão que poucas alterações terão sofrido durante o metamorfismo, essencialmente constituído por clorite, sericite e quartzo.

Soe (1958) e Medina (1996) identificam no “Grupo das Beiras” a existência de uma deformação e metamorfismo regionais, que não ultrapassa a fácies dos Xistos Verdes, e reconhecem uma homogeneidade litológica, com predominância de pelitos que, por vezes, surgem substituídos por estratos arenosos (arenitos, quartzíticos, ocasionalmente arcósicos, e grauvaques) e conglomerados. Entre as rochas pelíticas constituintes do referido grupo Soe (*op. cit.*) identifica xistos clorito-sericíticos, xistos andalusíticos, xistos estaurolíticos e xistos sillimaníticos, com os primeiros a surgirem como o mais representativos na região. Sousa (1982) identifica como característica do Grupo das Beiras a “(...)ausência de rochas calco-silicatadas, tão abundantes no Grupo do Douro”. Chega mesmo a definir uma linha de separação entre os dois grupos com base na sua ocorrência que passaria, sensivelmente, por “(...) Tondela, e Viseu, NW de Oliveira do Hospital, inflectindo na região de Manteigas e prolongar-se-ia para sul de Sabugal, prosseguindo certamente por Espanha”. Schermerhorn (1956) chega, contudo, a identificar a ocorrência de intercalações de conglomerados quartzosos e de xistos anfibolíticos, assim como calcários cristalinos nos “Grupo

das Beiras”.

C. Ordovícico

Os terrenos do Ordovícico ocorrem na Bacia do Douro sendo raros a ausentes na Bacia do Vouga. O Ordovícico inferior ocorre em discordância sobre uma sequência "tipo *flysch*", que corresponde ao CXG (Sousa, 1982).

A base do Ordovícico é caracterizada por sedimentos grosseiros, conglomeráticos, areníticos e arcóscicos, que resultam do desmantelamento de quartzitos, lilitos, grauvaques, granitos, etc.. Formam um conglomerado de base, que corresponde ao Tremadociano, indiciando o início de uma transgressão. Sobre estes depósitos de base assentam xistos e grauvaques do Arenigiano, que contêm, às vezes, com leitos de xistos intercalados.

A seguir às formações do Arenigiano sucedem, em geral, os sedimentos argilosos do Lanviriano-Landeiliano, que se encontram associados a leitos ferríferos na base (Lamego). O Ordovícico médio é essencialmente constituído por xistos, muito espessos e fossilíferos, sendo o Lanviriano indicado, paleontologicamente, pelas camadas com graptólitos.

Ao Landeiliano sucede o Caradociano que se encontra representado por xistos fossilíferos com trilobites, graptólitos, braquiópodes, ostracodes, etc.. No Caradociano depositam-se novamente sedimentos mais grosseiros (grauvaques e quartzitos) contemporâneos de manifestações vulcânicas, passam na parte terminal a calcários recifais, indicativas de fácies litoral, sugerindo, por isso uma descida do nível do mar.

Na Serra do Marão o contacto com o granito de Anciães atingiu fortemente estas formações de que resultaram a formação de micaxistos e corneanas, tendo o minério de ferro (hematítico) sido transformado em magnetite.

C. Silúrico

Tal como o Ordovícico, o Silúrico, observável entre Douro e Minho (Valongo), aflora amplamente na Bacia do Douro e de igual modo metamorfizados pelas intrusões graníticas, com abundante fauna graptolítica em xistos grafitosos e ftanitos, o que não sucede na Bacia do Vouga onde se encontra ausente.

O topo do Silúrico é caracterizado por arenitos (“Grés Superiores” de Nery Delgado), com fauna indicadora do Ludloviano, que passam gradualmente para os termos do Devónico.

C. Devónico

Tal como em todo o país, o Devónico aflora na bacia do Douro em reduzida extensão. Surge em fragmentos isolados e pertencentes do Devónico inferior, representado pelo Coblenciano e Gediniano. Os principais afloramentos ocorrem entre o rio Cávado e o Douro e apresentam-se essencialmente constituídos por xistos, arenitos e quartzitos com fósseis.

F. Permo-Carbónico

O Carbónico encontra-se representado por afloramentos, reduzidos, de fácies continental, limníca, que se desenvolve principalmente no Norte e Centro do país (Aires-Barros, 1968), do Vestefaliano e Estefaniano.

Na Bacia do Douro o Vestefaliano encontra-se representado em redor do Porto (Ex.: Gondomar) por conglomerados, arenitos, arcoses e xistos com fósseis vegetais, que indicam o topo deste andar e talvez o Estefaniano.

O Estefaniano compreende a mais extensa faixa carbonífera portuguesa designada por faixa Dúrica-Beirã, que atravessa de NW para SE a Bacia do Douro e a sua vizinha a Sul, a Bacia do Vouga. Do ponto de vista litoestratigráfico a formação apresenta-se constituída por xistos, arcoses, arenitos e conglomerados, muito fossilífera não só de flora como de fauna.

F. Triásico

Segundo Aires-Barros (1968) o Triásico encontra-se ausente em todos o país, o que segundo o mesmo se deve a uma intensa acção erosiva dos terrenos emersos do Maciço Hespérico em resultado do acentuar das condições climáticas desérticas. Contudo, Rocha (1993) refere que o Triásico (inferior) se encontra representado na Bacia Sedimentar de Aveiro pela formação “Grés de Eirol”, cuja a associação mineralógica aponta, segundo o mesmo autor, para o relacionamento com o desmantelamento das formações de um maciço antigo, onde pontuavam xistos biotíticos e cloríticos e rochas essencialmente granitóides.

F. Jurássico

O Jurássico (Liásico), tal como todo o Mesozóico, encontra-se ausente na Bacia do Douro. Ocorre na Bacia Sedimentar de Aveiro representado pelas formações “Margas Dagorda”, “Camadas de Coimbra”, “Camadas de S. Miguel” e “Margas da Eira”, cujos os termos litológicos se encontram discriminados na Tabela II.1.

As “Margas de Dagorda” reflectem um meio litoral com características lagunares. Já as “Camadas de Coimbra” indiciam a deposição de materiais terrígenos provenientes de uma massa

continental próxima, enquanto as “Camadas de S. Miguel” ter-se-ão depositado em meio marinho de características mais profundas, transgressivas. A deposição das “Margas da Eira” terá ocorrido em meio pouco profundo e de reduzido hidrodinamismo.

F. Cretácico

O Cretácico na Bacia Sedimentar de Aveiro surge representado pelas seguintes formações (*vide* Tabela II.1):

- i. “Grés da Palhaça”, com fase arenosa continental, fluvial, extremamente caulínifera, que se terá depositado numa planície deltaica;
- ii. “Formação Carbonatada”, que revela a subida do nível do mar para domínios continentais e o consequente diminuição do afluxo detrítico;
- iii. “Grés Micáceo”, com associações mineralógicas típicas de maior influência continental, marinha e lagunar e lacustre;
- iv. “Grés de Oiã”, que se desenvolve numa fase alimentação detrítica, representa uma fácies continental, fluvial;
- v. “Grés da Verba”, cujas associações mineralógicas apontam para a influência, em diferentes sectores, continental (fluvio-litoral), marinha (margino-litoral) e lagunar;
- vi. “Argilas de Aveiro”, que resultam de intensa e rápida erosão das áreas continentais que rejuvenesceram em resultado da ocorrência de episódio regressivo.

F. Paleogénico

Teixeira & Gonçalves (1980) admitem a existência de formações sedimentares desprovidas de fósseis neste período na região abrangida pela Bacia do Douro. Segundo os mesmos autores, os terrenos a ele respeitantes, de fácies detrítica, são conglomeráticos, areníticos e argilo-margosos. Ocorrem nas imediações de Bragança, nalguns casos subjacentes a formações atribuídas ao Miocénico ou Plio-miocénico, onde leitos conglomeráticos se intercalam com formações arenito-argilosas ou arenito-calcárias, formando pequenos relevos residuais.

H. Quaternário

O Quaternário encontra-se bem representado em Portugal ao longo do litoral, ocorrendo sob a forma depósitos de praias antigas e de terraços fluviais, escalonados nas margens dos rios, formados durante as oscilações quaternárias do nível do mar. Ambos os tipos de depósito apresentam relações de continuidade, principalmente nas zonas vestibulares dos rios como sucede no rio Douro. Se o conteúdo fóssil, faunístico e florístico, é raro, o mesmo não sucede com as indústrias líticas, que são frequentes.

Os níveis ante-Sicilianos estão bem representados no litoral do Porto e de Aveiro. A esta divi-

Tabela II.1 - Caracterização litológica sumária pós-Ordovícica da Bacia do Douro e do Vouga (Teixeira & Gonçalves, 1980; Sousa, 1982; Rocha, 1993; Araújo, 1993).

	BACIA DO DOURO	BACIA DO VOUGA
<i>Ordovícico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos grosseiros, conglomeráticos, areníticos e arcóscicos; • Xistos e grauvaques com leitos de xistos intercalados; • Sedimentos argilosos e leitos ferríferos; • Xistos fossilíferos; • Grauvaques e quartzitos; • Micaxistos e corneanas; 	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente
<i>Silúrico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Xistos grafitosos e fñanitos muito metamorfizados; • Arenitos; • Xistos grauvaques e calcários; • Liditos 	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente
<i>Devónico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Xistos; • Arenitos; • Quartzitos c/ fósseis; 	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente
<i>Carbónico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Conglomerados; • Arenitos; • Arcoses; • Xistos c/ fósseis vegetais; 	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente
<i>Triásico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente 	<ul style="list-style-type: none"> • Grés argilo-margoso vermelhos (Grés de Eirol).
<i>Jurássico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente 	<ul style="list-style-type: none"> • Margas arenosas (Margas Dagorda); • Calcários margosos dolomíticos (Camadas de Coimbra); • Calcários margosos (Camadas de S. Miguel); • Margas gresosas e grés margosos (Margas da Eira);
<i>Cretácico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente 	<ul style="list-style-type: none"> • Grés médio a grosseiro, sub-arcósico (Grés da Palhaça); • Calcários margosos, margas, grés finos margosos (Formação Carbonatada); • Grés grosseiro a médio, micáceos argilo-margosos (Grés Micáceo); • Grés argiloso e argilas arenosas (Grés de Oiã); • Grés margoso e margas arenosas (Grés da Verba); • Argilas e margas c/ níveis calcários (Argilas de Aveiro);
<i>Paleogénico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos conglomeráticos, arenosos e argilo-margosos; • Arenitos argilosos; • Arenitos calcários; 	<ul style="list-style-type: none"> • Calcários margosos e margas c/ níveis superiores gresosos.
<i>Neogénico</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Ausente 	<ul style="list-style-type: none"> • Areias finas argilosas.
<i>Quaternário</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Depósitos de praias antigas; • Terraços fluviais; 	<ul style="list-style-type: none"> • Lodos c/ conchas; • Areias médias a finas. • Areias médias a grosseiras c/burgau com níveis argilosos.

são pertencem os níveis de praia com altitudes superiores a 80-90m, que se situam entre o Siciliano e o nível superior do Pliocénico, designadamente os ocorrentes a 150-160m constituídos por arenitos, conglomerados ferruginosos e calhaus rolados de dimensão variável, ocorrentes na margem direita do Douro, em Medas.

No Siciliano foram identificados o Siciliano I e II representados por níveis de praia e depósitos correlativos a 80-100m (Siciliano I) e 50-65m (Siciliano II). Litologicamente são constituídos por leitos de areias e calhaus rolados intercalados, por vezes, com camadas argilosas. Não sendo conhecidos fósseis nestas formações são, todavia, reconhecidas indústrias líticas pré-históricas que apontam para o Paleolítico inferior.

A fácies do Tirreniano, transgressiva, é litologicamente molássica, constituída por calcarenitos, areias e arenitos. Estes níveis em geral encontram-se aos 30m (Tirreniano I) e entre os 12-20m (Tirreniano II) e os 5-8m (Tirreniano III). Podem, contudo, surgir a um nível inferior (Zbyszewski, 1958), imediatamente abaixo no nível do mar actual. Os depósitos do Tirreniano apresentam-se constituído por areias e cascalheiras, revestidos por uma cobertura areno-pelítica, amarela, por vezes muito espessa, contendo, por vezes, fauna marinha (Tirreniano III).

II 3 - Caracterização sumária das bacias hidrográficas

II 3.1 - Bacia hidrográfica do Douro

A Bacia hidrográfica do Douro (BD) corta a Península Ibérica numa direcção Este-Oeste, e estende-se entre 40°20' e 43°10' de latitude Norte e 1° e 8°40' longitude Oeste. Cobre uma área de 97682 Km², cerca de 17% do território Peninsular, mas somente 19% desta área se localiza em território português (18710 Km²), compreendendo este último troço 195Km, para uma extensão total de 927Km, que se estende segundo um declive médio muito suave de 0,06%. O rio Douro exibe um traçado que reflecte muito mais o quadro tectónico das formações que atravessa do que a sua litologia, contribuindo com cerca de 88% da carga sólida debitada para a plataforma Portuguesa a norte de Espinho (Dias, 1987).

Os principais afluentes no território português são os rios Sabor (3981Km²), Tua (3795Km²), Tâmega (3231Km²), Côa (2638Km²), Paiva (759Km²), Távora (536Km²) e Corgo (466Km²).

O seu percurso, bem como os seus tributários, encontra-se interrompido por um número significativo de barragens construídos para fins hidroeléctricos e de irrigação. As albufeiras apresentam uma capacidade de encaixe global de 1,1Km³, sendo de referir que no terço terminal do seu curso o rio Douro possui uma barragem a cada 30Km (Vieira & Bordalo, 2000). A edificação destas estruturas provocou uma redução do caudal do rio Douro. Vieira & Bordalo (*op.*

cit.) dão como exemplo desta interferência a redução de caudais relacionados com a construção da barragem de Crestuma (1985) de $715\text{m}^3/\text{s}$ para $421\text{m}^3/\text{s}$. Segundo os mesmos autores o caudal actual é inteiramente regulado pelas barragens.

O rio Douro encontra-se sujeito a cheias e a caudais muito irregulares, chegando a atingir caudais no troço terminal $17000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ no Inverno, que se reduzem a $100\text{m}^3\text{s}^{-1}$ no período estival (Dias, 1987). Oliveira *et al.* (1999, 2002a) registaram variação de caudais entre $99\text{m}^3/\text{s}$ e $756\text{m}^3/\text{s}$ (Novembro de 1996), máximos da ordem dos $1073\text{m}^3/\text{s}$ (Dezembro de 1997) e de $300\text{m}^3/\text{s}$ (Maio de 1999). Vieira & Bordalo (2000) apontam para um caudal médio anual de $421\text{m}^3/\text{s}$ na parte terminal do seu curso entre 1985 e 1994.

Durante os períodos de cheias, junto à foz, as velocidades das correntes podem atingir valores da ordem dos 6 Nós ($3,08\text{ m/s}$), daí o desenvolvimento de grandes plumas quando a corrente fluvial chega ao mar, o que se torna visível pela diferença de tonalidade, podendo excepcionalmente mesmo atingir os 16 Nós ($8,23\text{ m/s}$) (Roteiro dos Portos de Portugal, 1977, *cit. in* Dias, 1987). Aspecto importante a mencionar a formação de um ramo NW desta corrente que atinge o paralelo de Leixões, ramo de corrente que em anos de grandes cheias pode mesmo atingir o de Póvoa de Varzim.

O rio Douro desagua num estuário — Estuário do Douro. Seguindo o sistema de classificação de Davies (1964, *cit. in* Komar, 1976), pode ser classificado como sendo mesotidal, semi-diurno, com uma amplitude de variação em marés vivas de $2,8\text{m}$ na embocadura e de $2,6\text{m}$ a montante da mesma. Contudo, os resultados do estudo do comportamento da cunha salina com a variação sazonal do caudal fluvial obtidos por Vieira & Bordalo (2000) permitiu aos mesmos autores classificar o mesmo estuário como microtidal altamente estratificado. O comportamento da cunha salina é controlado pelo caudal fluvial que no Inverno é suficiente para restringir as águas do oceano à embocadura do estuário, com a formação de cunha salina reduzida, sendo a totalidade do estuário ocupado pelas águas doces, mesmo durante a maré cheia. Nos meses de Verão o reduzido escoamento fluvial permite à cunha salina penetrar em dois terços do espaço estuarino, impondo um forte gradiente vertical da salinidade que não se dissipa com a fase da maré (Vieira & Bordalo, *op. cit.*). Somente em Novembro o estuário revela alguma mistura na faixa média, com a cunha salina a ocorrer no sector a jusante.

Teixeira (1994, 1995) estimou o caudal sólido anual mobilizado na Bacia do Douro na ordem dos $9,5 \times 10^6\text{m}^3/\text{ano}$ (Tabela II.2), em contraste com o determinado por Magalhães (1999) - $1,1 \times 10^6\text{m}^3/\text{ano}$, com 20% desse caudal constituído por areias - $1,8 \times 10^6\text{m}^3$. O mesmo autor determinou o contributo de $7,7 \times 10^5\text{m}^3$ do sector árido (a montante) e de $8,7 \times 10^6\text{m}^3$ do sector a húmido (a jusante), correspondendo este último a, aproximadamente, 90% do caudal sólido

Tabela II.2 - Estimativa dos caudais sedimentares transportados pelo rio Douro no fundo e em suspensão calculados por Dias (1987), Magalhães (1999) e Teixeira (1994)

	Transporte	Douro ($\times 10^3 \text{m}^3/\text{ano}$)
Dias (1987)	Sedimento total	8538,5
	Fundo	760,4
	Suspensão	7778,1
Magalhães (1999) ¹	Sedimento total	2248,7
	Fundo	329,2
	Suspensão	1919,5
Teixeira (1994)	Sedimento total	9486
	Fundo	1800
	Suspensão	7686

1) estimativa determinada após a construção das barragens.

através de uma laguna costeira (Teixeira, 1995) — Laguna de Aveiro.

A precipitação na bacia do Vouga evolui, à semelhança das características gerais de Portugal Continental, com a orografia, diminuindo para o interior e rumo a sul (Teixeira, op. cit.). Integram a bacia do Vouga um conjunto de linhas de água que, para além do rio Vouga, incluem os afluentes Antuã, Águeda, Boco, Cértima e ainda as ribeiras de Ovar, Angeja e Aveiro, que drenam directamente para a laguna de Aveiro.

Teixeira (1995) calculou um débito anual para a laguna de Aveiro proveniente da bacia hidrográfica e afluentes de $3,31 \times 10^5 \text{m}^3$, contribuindo a Bacia do Vouga com cerca de 75% desse total. Mais de metade daquele valor é proveniente da Bacia do Águeda onde, segundo o mesmo

Tabela II.3 – Estimativa do caudal sólido dos afluentes à laguna de Aveiro segundo Teixeira (1995).

	Área drenada (Km^2)	Caudal sólido médio transp. ($10^3 \text{m}^3/\text{ano}$)
Ovar	246	18,8
Antuã	150	22,3
Vouga	1409	139,6
Angeja	92	7,3
Aveiro	100	4,7
Águeda	424	107,7
Boco	145	5,7
Cértima	543	24,9

anual total.

II 3.2 - Bacia Hidrográfica do Vouga

A Bacia do Vouga localiza-se a SW da Bacia do Douro, tem orientação E-W. É limitada a sul pela Bacia do Mondego e estende-se inteiramente pelo território português, cobrindo um área de 3635 Km^2 . O rio Vouga apresenta uma extensão de 148Km a partir da Serra da Lapa, onde nasce, desaguardo, tal como o Douro, no Oceano Atlântico mas

autor, se verificam os mais elevados valores de erosão específica. Concluiu ainda que as linhas de água que drenam para os canais setentrionais da laguna transportam o triplo da carga sólida veiculada pelas bacias meridionais. Magalhães (1999) estimou o sedimento total transportado, considerando a construção de barragens, com a mesma ordem de grandeza — $3,51 \times 10^5 \text{m}^3/\text{ano}$.

O caudal do rio Vouga é interceptado pelas barragens de Ribafeita, Burgães e Padraços, que, segundo Teixeira (1995), têm uma efi-

ciência de retenção inferior a 0,1%, com excepção da de Burgães - 38%. Dias *et al.* (2000) estimou o caudal médio do rio Vouga em, aproximadamente, $29\text{m}^3/\text{s}$, que corresponde um fluxo médio durante um ciclo de maré na laguna da ordem dos $1,8 \times 10^6 \text{ m}^3$.

II 3.3 - Laguna de Aveiro

A laguna de Aveiro, impropriamente chamada “ria” (Teixeira, 1995), é de génese recente em termos geológicos. A sua formação ocorre em resultado da evolução de uma restinga arenosa, diferenciada por alturas do século X, que cresceu de norte para sul, a partir de Espinho, tendo atingido os areais de Mira em meados do sec. XVIII.

Partindo de elementos morfológicos dessa barreira e do volume médio de deriva litoral de $0,74 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$, Vidinha Tomás (1995) procurou determinar, por regressão linear, o intervalo tempo necessário para a barra se posicionar em sucessivos pontos do litoral entre Espinho e Mira. Os resultados obtidos apontam para que o início do encerramento tenha ocorrido cerca de 550 d.C. nas imediações de Esmoriz, resultados que se compaginavam com a configuração descrita em documentos históricos (Neves, 1935; Cunha, 1939; Rezende, 1944; Martins, 1946; Oliveira, 1967; Amaral, 1968; Mendes, 1974; Cravidão, 1988).

Segundo Dias *et al.* (1999) a laguna de Aveiro apresenta as características morfológicas de um estuário de barreira (*bar-build*), estuário que sofreu durante a Pequena Idade do Gelo uma incisão, com subsequente inundação, que se encontra atenuada no presente devido à recente sedimentação de materiais que, segundo os mesmos autores, provêm da erosão costeira, veiculada pela embocadura, e dos rios que para ela afluem.

A laguna de Aveiro constitui um *mixed shallow water lagoon* situado na costa NW de Portugal, conectado com o Oceano Atlântico através de um canal artificial profundo (Barra de Aveiro) com 1,3Km de comprimento, 350m de largura e 20m de profundidade. A superfície lagunar apresenta um comprimento e largura máximas de 45Km e de 10Km, respectivamente. Em estofa de marés vivas cobre uma área de 83Km^2 que se reduz para 66Km^2 preia-mar de marés mortas. A profundidade média é de 1m, excepto nos canais de navegação que devido às dragagens de manutenção da navegabilidade apresentam profundidades superiores, entre 7m e 20m.

A geometria é irregular e complexa. Caracteriza-se pela existência de canais estreitos e de extensas zonas intertidais, nomeadamente de rastos de maré (*tidal flat*) e de sapais salgados (*salt marsh*). O canal principal, e de maior extensão, é o de S. Jacinto, com 29Km de comprimento, a que se segue o Canal de Ílhavo, mais estreito, e com uma extensão de 15Km, no qual desagua o rio Boco, e o Canal de Espinheiro, com 17Km de comprimento (Dias *et al.* 1999). Os canais do

sector norte da laguna (S. Jacinto e Espinheiro) são os mais profundos e largos, sendo caracterizados pelo elevado hidrodinamismo, com correntes de forte intensidade, superiores a 1m/s durante as marés vivas (Lopes *et al.* 2001).

O fluxo máximo de entrada (na embocadura) corresponde a 4700m³/s, para um prisma de maré de 70x10⁶m³/s, 70% do qual flui para norte e 30% para sul (Dias *et al.* 2000, Lopes *et al.* 2001), com a seguinte distribuição: Canal de S. Jacinto 38%, Canal de Espinheiro 26%, Canal de Mira 10% e Canal de Ílhavo 8%. Na embocadura a maré é predominantemente semi-diurna, com uma amplitude média de cerca 2m, sendo a amplitude mínima de 0,6m (maré morta) e a máxima de 3,2m (maré viva), que corresponde, respectivamente, a um máximo de 3,5m e um mínimo de 0,3m de altura do plano de água (Dias *et al.* 1999).

No estudo da laguna de Aveiro nos primeiros meses do verão Dias e al. (*op cit.*) verificaram o decréscimo das amplitudes locais relativamente às observadas na embocadura, com o aumento da distância à barra como um desfasamento temporal da estofas de preia-mar e baixa-mar. Verificaram igualmente que a salinidade e a temperatura são dominadas pela actividade (*forcing*) da maré, apesar do reduzido efeito observado nas extremidades dos canais, sendo igualmente responsável pela forte mistura das massas de água.

Os mesmos autores concluíram que o gradiente vertical de salinidade e temperatura é negligenciável relativamente ao gradiente longitudinal, que são referidos como importantes. Acrescentam que a laguna regista elevada salinidade e baixa temperatura na embocadura, próximas às características das águas oceânicas, que decresce e aumentam, respectivamente, para montante. Concluem, classificando o canal de Mira como sendo verticalmente homogéneo, enquanto os de S. Jacinto, Espinheiro e Ílhavo são parcialmente misturados e verticalmente homogéneos, dependendo dos fluxos fluviais com origem nas bacias envolventes.

Os dois maiores afluentes ao espaço lagunar são os rios Vouga e Antuã, com caudais, diminutos, comparativamente ao prisma de maré, da ordem dos 50m³/s e 2m³/s, respectivamente (Lopes *op. cit.*). A carga de materiais sólidos (inorgânicos e orgânicos) introduzidos por estes rios na laguna encontra-se estimada na ordem das 10³ toneladas ano. O caudal anual que aflui fluvial à laguna em ano médio, segundo Teixeira (1994), é da ordem dos 2x10⁹m³ a que, segundo o mesmo autor, corresponde o débito médio de 1,37x10⁶m³ por cada semi-amplitude de maré.

Os processos de erosão e de deposição ocorrem por toda a laguna, seguindo o ciclo da maré, estando os períodos de enchente associados aos processos erosivos, devido à ressuspensão desencadeada pela gestação de intensas correntes de maré, e os período de estofa, devido à ausência de correntes, aos fenómenos de deposição sedimentar (Lopes *et al.* 2001).

II 4 - Plataforma continental

II 4.1 — Sector a Norte do paralelo 41°

A plataforma continental ocidental portuguesa apresenta-se totalmente aberta à influência da ondulação gerada no Atlântico, e daí o carácter fortemente energético denunciado pela cobertura sedimentar recente, com reduzida componente argilosa e predomínio de fracção textural arenosa (Dias, 1987). Encontra-se construída sobre a parte submersa do soco hercínico, com relevo suave e regular herdado das variações climático-eustáticas plisto-holocénicas (Vanney & Mougenot, 1981). A cobertura pós-hercínica é essencialmente constituída por formações Cretácicas e Cenozóicas, dispostas em monoclinal, inclinando suavemente para SW (Boillot et.al., 1979, cit. Dias, *op.cit.*) e pontualmente deformadas por diápiros.

A batimetria é muito regular, linear e sensivelmente paralela à linha de costa (Figura II.11). O canhão submarino de Aveiro é o único acidente geomorfológico marcante deste trecho da plataforma, que só se demarca claramente a 30Km da linha de costa a uma profundidade de 130m. O trecho de plataforma que confronta com a faixa litoral Espinho-Cabo Mondego, designada por Vanney & Mougenot (*op.cit.*) como a "plataforma da Beira Litoral", tem como limite norte o paralelo 41° e a sul o paralelo da Figueira da Foz, 40°10'. Dias (*op. cit.*) inclui este trecho na "*Plataforma Setentrional*" com limite a norte na foz do Rio Minho e a sul na Nazaré. Neste sector a largura média da plataforma é de 43,7Km, aumentando progressivamente de norte para sul, e atingindo frente ao Cabo Mondego 60Km. Em consequência a sua inclinação média reduz-se no mesmo sentido - entre 0,32° a norte e 0,13° a sul. O bordo exterior é bem definido e localiza-se à profundidade média (embora variável) de 160m (Musellec, 1974 cit. Dias, *op. cit.*).

Observam-se dois domínios sedimentares neste segmento da plataforma, separados pelo paralelo 41°N, que se caracterizam por maior conteúdo de sedimentos vasosos a norte do que a sul. A norte, observa-se também um aumento progressivo do conteúdo vasoso com o afastamento da linha de costa até ao bordo do Beiral de Viana e a ocorrência de uma cintura, igualmente vasosa, entre os 50 e os 100 m de profundidade (Cascalho & Magalhães, 2000). Este contraste norte-sul, em torno do paralelo 41°N, no conteúdo silto-argiloso, é uma consequência da diferente densidade da rede hidrográfica: no sector norte, ocorrem as bacias do Minho, Lima, Cávado, Ave e Douro; ao passo que a sul, até ao canhão da Nazaré, registam-se unicamente as bacias do Vouga e do Mondego, com aquela a drenar directamente para a laguna de Aveiro.

A intensa actividade das ondas de vento que se aproximam essencialmente de NW é responsável por ressuspensão dos sedimentos depositados no litoral próximo, desencadeando o seu transporte para sul através, nomeadamente, de correntes de deriva litoral (Dias & Nitttrouer,

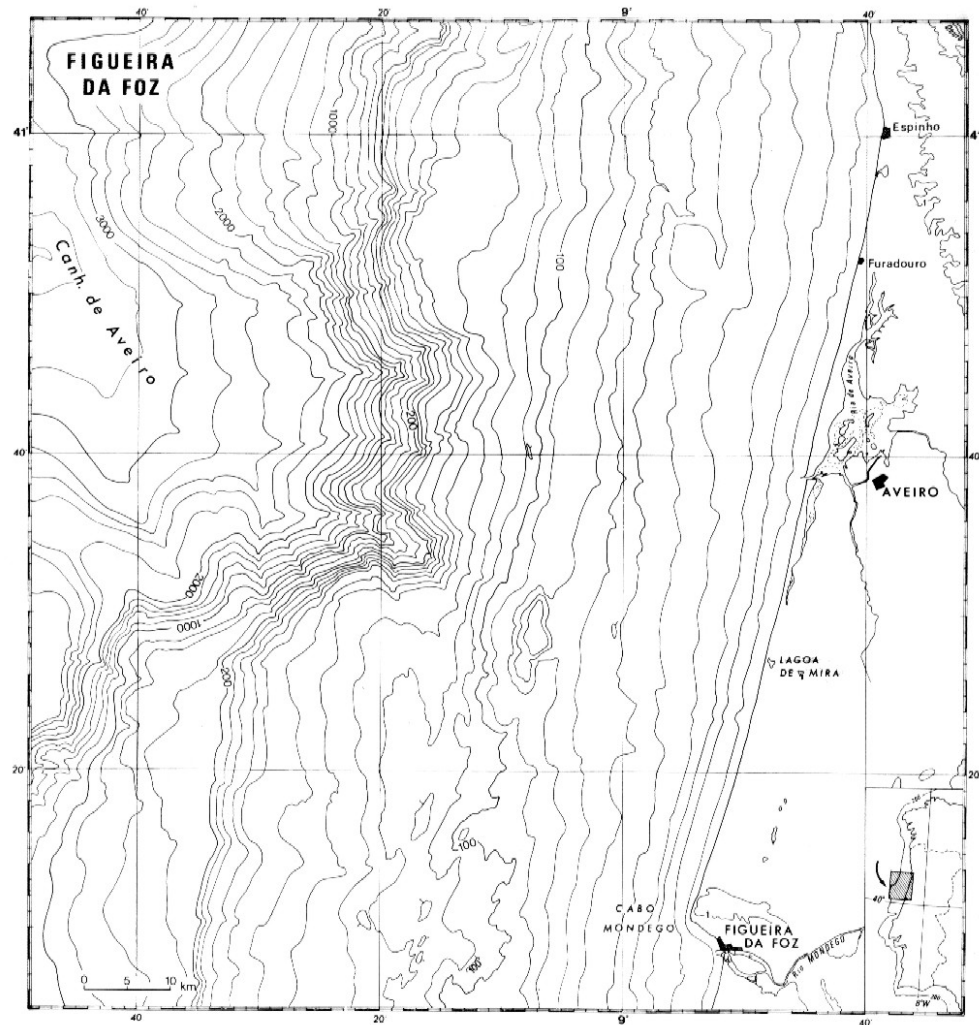


Figura II.11 — Batimetria da plataforma entre Espinho e Cabo Mondego (Figueira da Foz) - Vanney & Mougnot (1981).

1984).

A plataforma, a sul do paralelo 41°, é caracterizada por fortes contribuições sedimentares de proveniência terrígena que afluem da Bacia do Douro, dando assim relevo ao contributo fluvial como fornecedor de sedimentos, ao qual é acrescido, como fonte igualmente importante de terrígenos, os afloramentos locais na plataforma, denunciados, nomeadamente pelo enriquecimento em minerais ferro-magnesianos (ortopiroxena, clinopiroxena e olivina) na cabeceira do canhão de Aveiro, que Cascalho & Magalhães (2000) atribuem à presença de afloramentos de rochas ígneas básicas e intermédias. Uma fonte adicional de sedimentos são os organismos marinhos, cujas peças esqueléticas, nomeadamente de moluscos e de foraminíferos, dominam na plataforma, interna e média, na ruptura de declive e parte superior do talude, respectivamente.

Segundo Magalhães (1999) o conjunto dos rios situados acima do rio Douro, exclusive, for-

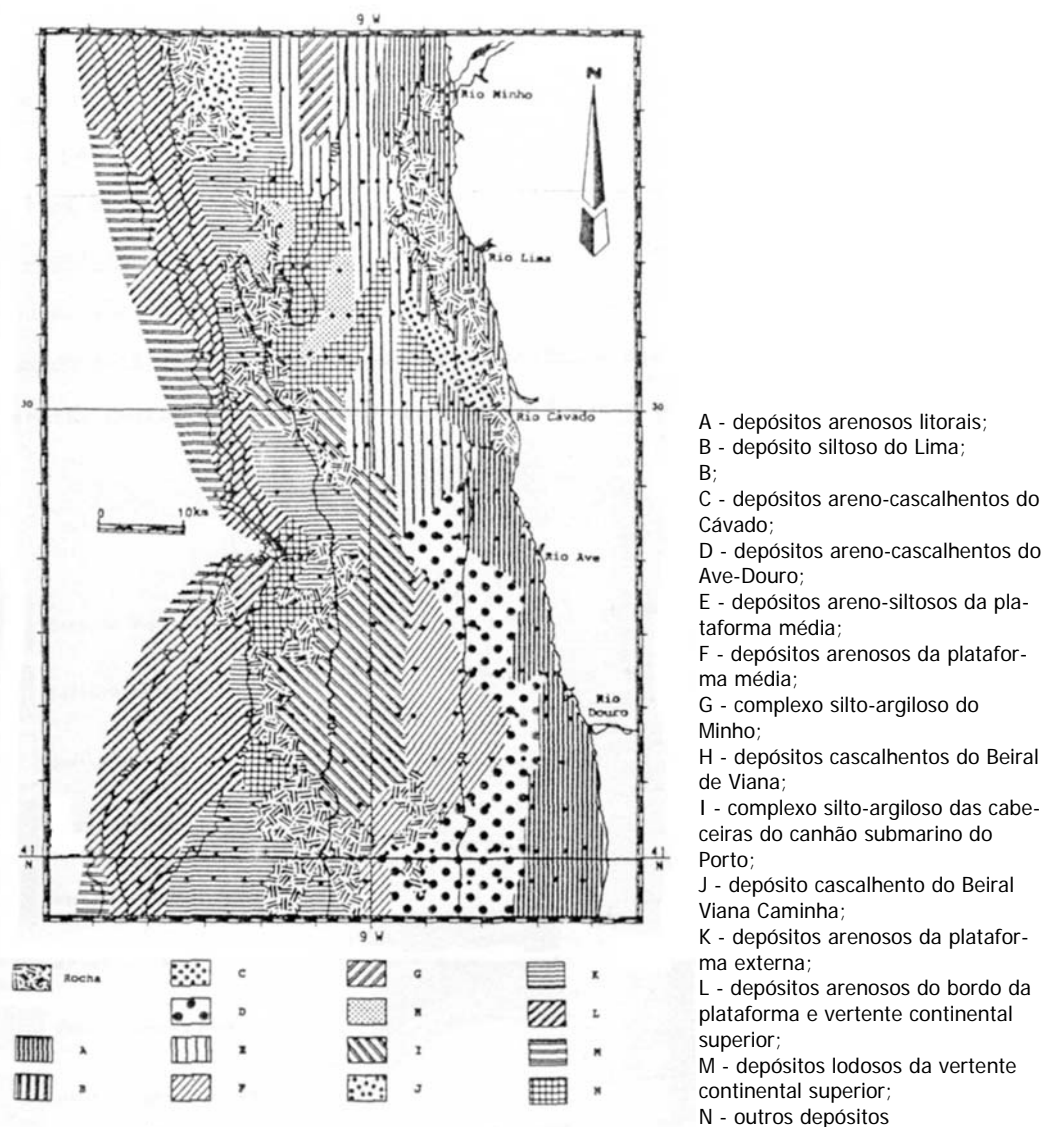


Figura II.12 - Distribuição dos depósitos sedimentares "locais" identificados na plataforma e vertentes continentais a norte de Espinho (Magalhães & Dias, 1992)

necem, presumivelmente, para a plataforma adjacente cerca de $5,9 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{ano}$ de sedimentos, atendendo ao efeito de retenção das albufeiras das barragens, correspondendo $0,64 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{ano}$ e $5,63 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{ano}$ à carga junto ao fundo e em suspensão, respectivamente. O contributo de sedimentos provenientes do transporte eólico, e da erosão de arribas, existe mas com uma ordem de grandeza secundária. Um dos locais de deposição dos sedimentos finos é a cabeceira do cânhamo do Porto e dos sedimentos grosseiros a plataforma média, principalmente a sul do paralelo 41°N , depósitos que são considerados como marcas de paleolitorais.

Dias (1987) atribui 90% do débito sedimentar na plataforma a norte de Peniche aos rios Minho, Lima, Cávado, Ave e Douro, com a contribuição deste último correspondendo a 79% do

total estimado em $2,25 \times 10^6$ t/ano. Contudo, segundo Oliveira *et al.* (1982, *cit. in* Drago, Jouanneau *et al.*, 1994), o Douro não exporta hoje, efectivamente, mais de $3,12 \times 10^5$ t/ano em resultado da retenção em albufeiras de barragem entretanto construídas, estimada em $8165 \times 10^6 \text{ m}^3$, ou seja pouco mais do que 14% da capacidade de transporte sedimentar em suspensão (Drago *et al.*, 1994).

Segundo Oliveira, *et al.* (1994) 20% da carga em suspensão debitada pelo rio Douro na plataforma é constituída por areia, 30-50% por silte grosseiro, assim como por silte fino e argila, cujos teores variam entre 40-80% no Inverno e 30-65% no Verão. Como consequência da subida do nível do mar, Magalhães (1999) conclui que presentemente o contributo sedimentar é constituído essencialmente, por partículas finas (areia fina a muito fina, silte e argila), que são as únicas partículas capazes de ultrapassarem a barreira energética litoral.

As taxas de deposição na plataforma, determinadas usando como traçador o ^{234}Th , apresentam valores mais elevados na proximidade da costa e mais reduzidos para o largo. Jouanneau *et al.* (2000) indicam taxas de sedimentação de 0,17cm/ano nos limites da mancha do complexo silto-argiloso do Douro e de 0,58cm/ano no bordo Este, na proximidade dos afloramentos do Cretácico e do Paleogénico. Os contributos sedimentares entre os paralelos 39° e 43°N são mais importantes, em particular no declive médio, entre os 1000-2000m (Schmidt *et al.*, 2000).

Na caracterização do complexo silto-argiloso do Douro, que se desenvolve para Norte do paralelo 41° , Drago *et al.* (2000) concluem que os sedimentos são vasosos, predominantemente terrígenos numa percentagem entre 89 e 99%. O conteúdo em carbonatos varia entre 3% e 5% podendo atingir os 12%, como sucede no bordo Este deste depósito. Concluem igualmente que os depósitos deste complexo estão relacionados com o contributo sedimentar do rio Douro e que a sua distribuição espacial se encontra controlada morfoestruturalmente. O diâmetro médio das partículas varia entre $26\mu\text{m}$ e $39\mu\text{m}$, com uma tendência granulométrica crescente na direcção da superfície, indiciando uma sedimentação no presente mais grosseira que a observada no passado, contradizendo, assim, o modelo de Magalhães (1999). As taxas de sedimentação observadas no bordo Este, mais próximas da fonte (rio Douro), apontam para valores de 0,17cm/ano enquanto que as determinadas para o bordo Oeste apontam para valores de 0,3-0,4cm/ano, o que poderá estar relacionado com os processos de remobilização que ocorrem durante os períodos de tempestade levando a que os sedimentos sejam depositados, seguindo a corrente de *downwelling*, na ruptura de declive da plataforma. As zonas centrais exibem maiores taxas de sedimentação.

A transferência dos sedimentos estuarinos para a plataforma ocorre essencialmente no Inverno, durante os períodos de fortes chuvadas. Segundo Feio & Raposo (1950, *cit. in* Drago *et al.*, 1994) esse período coincide com os meses de Dezembro a Abril, com um máximo em Março,

com as grandes chuvadas a ocorrer em Janeiro (Ribeiro et al., 1987, *cit. in* Drago et al., op. cit.). Deverá, por isso, ser considerado a eventual variação sazonal da fracção silto-argilosa em termos quantitativos como qualitativos.

II 4.2 — Sector a Sul do paralelo 41°

Neste sector o sistema fluvial mais importante é do rio Vouga que desemboca na laguna de Aveiro. Esta laguna funciona, segundo Ferreira *et al.* (1988), como zona pré-deposicional dos sedimentos drenados pelos rios que para ela afluem, interpretação corroborada por Dias *et al.* (1984) ao constatar a deficiência em mica nos sedimentos da plataforma. Em resultado, o volume de sedimentos debitados para o litoral e plataforma adjacente a este sector é muito reduzida, correspondendo, segundo Dias (1987) a 2% do débito fluvial sólido total entre Caminha e Nazaré.

A observação por Dias (*op. cit.*) de grãos com marcas de transporte eólico e de grãos poligénicos, interpretados como partículas que sofreram transporte eólico e aquático, apontam para que as formações dunares sejam fornecedores de sedimentos arenosos ao litoral e plataforma, o que encontra sustentação na intensa erosão a que se encontram sujeitas.

Abrantes *et al.* (1994) caracterizaram os sedimentos superficiais da plataforma continental e da parte superior do talude continental (*upper slope*) compreendida entre Aveiro e Espinho, registando um conteúdo silto-argiloso reduzido, que aumentava na direcção do mar, em resultado da atenuação do hidrodinamismo do meio. Contudo, os mesmos autores observaram também o aumento do conteúdo dessa mesma fracção na direcção da plataforma interna (*inner shelf*) atribuindo esse facto à injeção de sedimento proveniente do Douro e à erosão costeira observada nos troços litorâneos adjacentes por deriva litoral e transporte advectivo. Os teores encontrados de silte e argila nos sedimentos, nesse mesmo estudo, foram, respectivamente, 1,6% e 2,6%, valores inferiores aos referidos por Magalhães & Dias (1992) na faixa de plataforma contígua a Norte de Espinho, de 4,3% e 19,2%, respectivamente.

Os sedimentos arenosos na plataforma interna são predominantemente de origem terrígena, ao passo que na plataforma externa são enriquecidos em partículas de origem biogénica (Abrantes, *et al.*, 1994). A componente terrígena é constituída de quartzo e mica, que corresponde a 67% do sedimento total, diminuindo de importância para em direcção ao largo.

III. Métodos

III 1 - Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo consistiram na recolha de um total de 125 amostras representativas dos sedimentos superficiais de 45 perfis de praia-duna espaçados entre si de 2000m, entre Espinho e o Cabo Mondego. Em cada um dos perfis foram colhidas três amostras da lâmina superficial e sub-superficial da face de praia (ponto de Bascom), berma (no ponto médio da sua largura) e duna frontal (na face a barlavento). No sector compreendido entre o Espinho e S. Jacinto (sector setentrional) não foram recolhidas amostras ao nível da berma e duna em alguns dos perfis praia-duna, pelo facto de não se registar a ocorrência destas unidades morfológicas, não tendo, por isso, sido quantificadas as variáveis mineralógicas consideradas no presente estudo. Essa ausência coincide com os trechos litorâneos onde erosão costeira atinge a sua intensidade máxima na área de estudo.

A mineralogia da fracção silto-argilosa dos sedimentos de praia e duna foi posterior comparada com a dos solos da bacia do Douro e do Vouga estudos por Vieira e Silva (1983), Sequeira Braga et al. (2002), Begonha & Sequeira Braga (2002) e Pereira (1989). Igualmente com a de cores recolhidos no estuário do Douro - Drago et al. (2002) e Rocha et al. (2000); sedimentos do Douro - Araújo et al. (2000); sedimentos do estuário do Douro - Braga et al. (2002); depósitos da plataforma litoral da região do Porto - Araújo (1993); depósitos de cobertura da plataforma do Douro e de norte de Aveiro - Oliveira (2001), Oliveira et al. (1995, 2002a, 2003b), Drago (1995), Drago et al. (1995), Rocha & Drago (2000) e Abrantes et al. (2000). Assim como, com a mineralogia: da matéria particulada em suspensão na plataforma continental a norte Espinho - Oliveira et al. (1995, 2002b) e Oliveira (2001), dos sedimentos dos afluentes da laguna de Aveiro - Gomes (1987), Abrantes et al. (2002) e Abrantes et al. (2003); de formações do Jurássico, Cretácico e Terciário que drenam para a laguna de Aveiro - Rocha & Gomes (1988, 1989^a, 1989^b, 1992^a, 1992^b, 1992^c, 1992^d, 1999) e Gomes et al. (1994); sedimentos superficiais e sub-superficiais (cores) da bacia do Vouga - Rocha (1993); Rocha et al. (2000); Gomes & Delgado (1991) e Gomes et al. (1994); sedimentos superficiais da laguna de Aveiro - Rocha et al. (2000). A mesma mineralogia foi também comparada com a das formações arenosas desmanteladas por erosão, concretamente entre Paramos e Maceda - Rocha et al. (1999), Machado et al. (1995, 1996) e Silva et al. (1997); e dos níveis lodosos subjacentes ao cordão litoral entre Furadouro e Torreira - Bernardes et al. (2003).

III 2 - Métodos laboratoriais

A fracção arenosa das amostras litorais foi submetida a análise textural no âmbito da tese de mestrado do autor (Vidinha Tomás, 1995). A metodologia aplicada consistiu na lavagem e secagem em estufa, à temperatura de 120°, tendo a mesma fracção sido posteriormente pesada e peneirada através de uma série de crivos ASTM com o auxílio de um agitador mecânico. Seguindo outros autores (Duane, 1964; Kolduk, 1968; Asseez, 1972, etc.) foi adoptado na crivagem o inter-valo de $1/2\phi$, por permitir maior rapidez e precisão na análise textural pretendida. O tempo de agitação escolhido foi de 10 minutos após análise crítica da bibliografia - Moiola e Weiser, 1968; Stapor e Tanner, 1975, etc. .

Posteriormente, já no âmbito do presente trabalho, foi feito o estudo mineralógico da fracção silto-argilosa — $<63\mu\text{m}$.

A metodologia adoptada no estudo mineralógico da referida fracção foi a Difracção de Raios X (DRX), tendo em conta os considerandos de Gomes (1988) a respeito desta técnica — Figura III.1. Esta metodologia parte do principio de que cada mineral tem um modelo de difracção próprio que possibilita a sua identificação, mesmo quando fazendo parte de misturas complexas (Rocha, 1993). Para tal foi usado o aparelho de Difracção de Raios-X (DRX) Phillips X'Pert PW3040/60 e do *software* X'Pert 2.0 com o uso de radiação Cu-K α e um varrimento entre os 1-2 $^{\circ}$.

A extracção e recuperação da fracção silto-argilosa foi efectuada através de crivagem da amostra total por via húmida usando água destilada e um peneiro com malha 63 μm . Da suspensão a fase “dispersa” (fracção silto-argilosa) resultante concentrou-se por evaporação em estufa a temperatura constante de 60°C, a fim de, por evaporação da fase “dispersante”, recuperar mais rapidamente a fase suspensa. Quando se verificava a sedimentação rápida da fracção fina em resultado da sua flocculação o sobrenadante foi removido a fim de acelerar o processo de recuperação.

Uma parte, eventualmente significativa, das partículas finas constituintes da fracção silto-

(1) O estudo experimental realizado por Lick & Wuang (1993) com o intuito de analisar o efeito da salinidade no comportamento floculante de sedimentos vasosos constituídos essencialmente por bentonite e barite, tendo para isso utilizado água doce, água do mar e água desionizada, conduziu à conclusão que na água do mar, para concentrações de partículas em suspensão na ordem dos 100 g/l sujeitos a uma tensão de 100s $^{-1}$, que o processo de flocculação ocorre entre 5mn a 10mn e que o diâmetro de equilíbrio (*steady-state median diameter*) de 30 μm . No caso da água doce o processo de flocculação é mais lento, entre 50mn a 80mn, e o diâmetro de equilíbrio é de cerca de 40 μm , enquanto que no caso da água desionizada o processo de flocculação demorou cerca de 100mn tendo o diâmetro atingido a dimensão de 150 μm , isto é, diâmetros muito maiores que os observados na água do mar e doce. Lick & Wuang (op. cit.) concluem que o processo de flocculação é muito mais rápido na água do mar diminuindo aumentando o tempo de flocculação à medida que se verifica uma diminuição da concentração de sais. Concluem os mesmos autores que à medida que aumenta a tensão de cisalhamento (*shear stress*), concentração de sedimentos e a salinidade a flocculação processa-se mais rapidamente e o diâmetro médio de equilíbrio diminui.

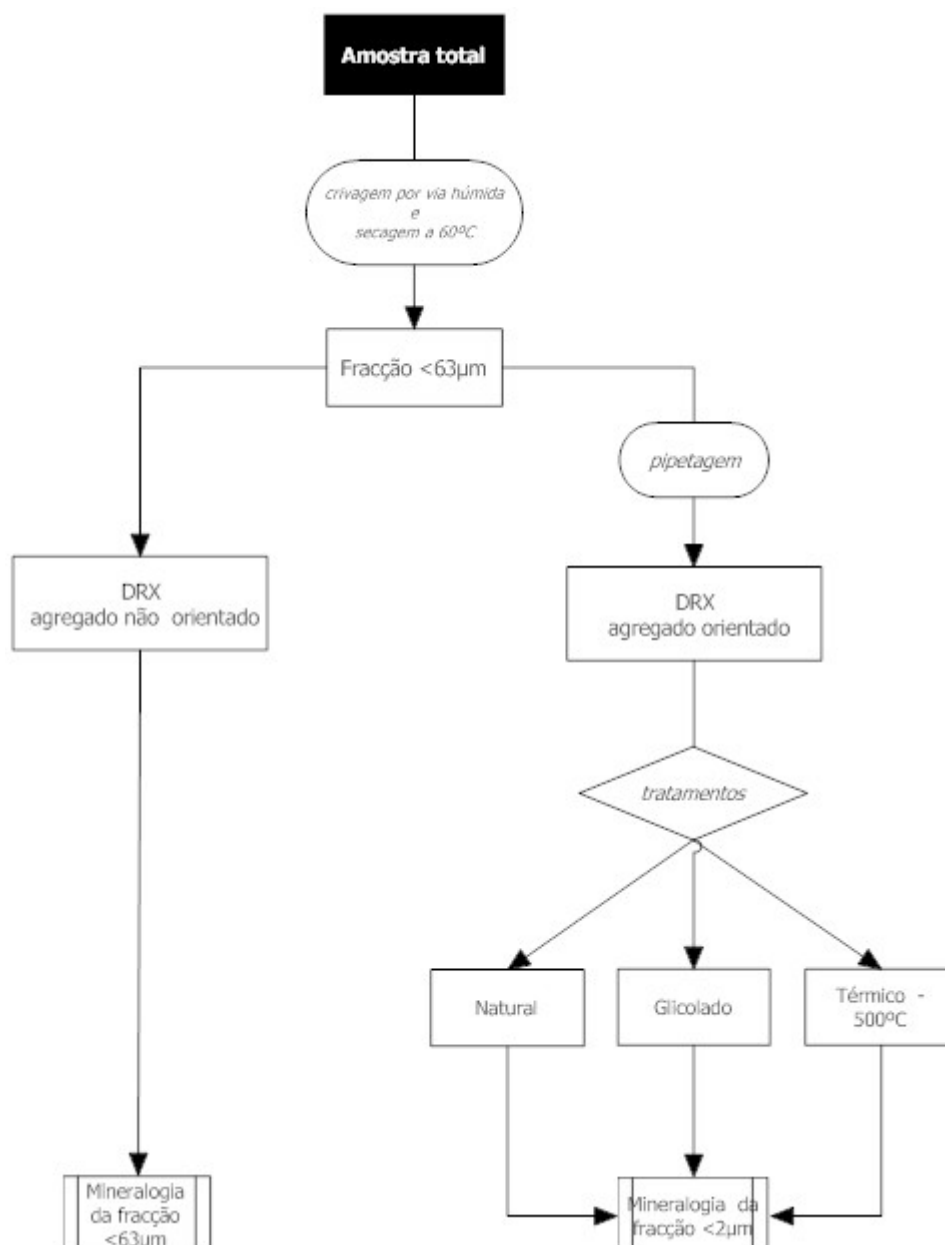


Figura III.1 - Metodologia laboratorial seguida na análise da fracção silto-argilosa.

argilosa existe na natureza sob a forma de flocos (*vide* nota de rodapé na página anterior), isto é, de agregados que podem conter proporções variáveis de material orgânico ou inorgânico. Estes flocos podem ser sujeitos a processos de agregação e desagregação contínuos, que interferem nos processos de transporte. Os agregados podem atingir dimensões da ordem dos 100µm, com as partículas individuais com dimensão da ordem dos 6µm. Lick & Wuang (1993) identificaram mesmo flocos de bentonite com a dimensão de 2mm, formados por partículas individuais que apresentam uma dimensão de 6 µm.

Face a esta tendência da fracção fina, especialmente evidentes nos minerais argilosos, foi

utilizado o método de ultra-sons a fim de provocar a desintegração dos flocos, tendo todavia em atenção que uma exposição demasiado pode perturbar a ordem estrutural (cristalinidade) e consequentemente modificar o padrão de difracção, típico de cada espécie mineral. Segundo Brindley (1980, in Brindley e Borwn, 1980) a exposição prolongada a ultra-sons pode provocar o alargamento das reflexões. Porém a utilização de ultra-sons justifica-se, por outro lado, devido à ocorrência de películas de minerais argilosos como revestimento em grãos de areia, em resultado de diferentes mecanismos (ex.: alteração *in situ* dos feldspatos) – *vide* Winspear & Pye (1995), que importam extrair e concentrar.

O procedimento utilizado para a análise por DRX da mineralogia da fracção <63µm e <2µm seguiu a adoptada por Rocha (1993). O estudo mineralógico da fracção <63µm foi efectuado em amostra não orientada, tendo sido efectuados registos difractométricos entre os 3º e os 32º 2θ.

Já o estudo da fracção <2µm foi procedido de preparação de agregado orientado por pipetagem de suspensão concentrada depositada sobre lâmina de vidro e posteriormente seca à temperatura ambiente. Gibbs (1965) e Stanley et al.(1998), que seguiram este método, apresenta desvantagens devido à sedimentação diferencial dos minerais argilosos na lâmina de vidro, resultando eventualmente na formação de "estratos" de acordo com o diâmetro das partículas e densidades, conduzindo a leituras que alteram a proporção dos minerais na amostra original. Tal poderá, deste modo, conduzir à sobrestimação, nomeadamente, da esmectite, que tende a concentrar-se à superfície. Todavia, a experiência de diferentes autores aponta para que na maioria dos casos a deposição diferencial das argilas não constitui um problema relevante. O estudo da composição mineralógica da fracção <2µm foi obtido a partir de agregado orientado afim de privilegiar os planos de reflexão [00l], partindo de registos difractométricos entre os 4º e os 20º 2θ para os agregados orientados "naturais" e entre os 4º e os 15º 2θ para os restantes agregados - saturados com glicerol e tratamento térmico a 500ºC.

O identificação dos minerais fundamenta-se em Brindley & Brown (1980), apoia-se designadamente na identificação com base nas reflexões características. Tendo sido identificada a presença de halite optou-se pela sua não quantificação face às dúvidas interpretativas sobre a sua origem⁽¹⁾.

A quantificação seguiu o método apresentado por Biscaye (1965). Relativamente à fracção <63µm foram determinadas as área das reflexões características dos minerais identificadas nos

(1) Clayton et al. (1999) sugere como metodologia a remoção das fases solúveis, como seja a halite.

registos difractométricos de agregados não orientados. No que respeita à fracção menor que $2\mu\text{m}$ as áreas das reflexões foram determinadas em agregado orientado natural, com a excepção dos interestratificados irregulares caulinite/esmectite e clorite, determinadas em agregados orientados saturados em glicerol, e após aquecimento a 500°C , respectivamente.

Biscaye (1965) chama a atenção para o facto de nas misturas argilosas complexas não ser possível uma avaliação quantitativa rigorosa. Contudo, a utilização da intensidade dos picos característicos de DRX característicos possibilita uma aproximação semiquantitativa. O mesmo autor chama igualmente a atenção para o facto de a intensidade dos picos de reflexão característicos não poderem ser usados directamente como medida de abundância face:

- i. Às variações entre difractogramas devido às condições operacionais dos aparelhos de DRX e outras relacionadas com a amostra, como sejam a espessura da lâmina delgada e a orientação preferencial dos grãos;
- ii. Diferentes minerais, diferentes planos atômicos num mineral e diferentes amostras do mesmo mineral em geral não apresentam a mesma capacidade de DRX;
- iii. Ao uso de minerais padrão como referência quantitativas, quando é sabido da existência de variações de cristalinidade e de composição química no mesmo mineral;

Na determinação das áreas de cada pico o fundo⁽¹⁾ do registo difractométrico foi determinado atendendo à sua tendência geral. As áreas calculadas foram posteriormente corrigidas considerando os poderes de reflexão dos minerais identificados (Tabela III.1).

Partindo das reflexões das illites foram determinados os índices cristalográficos de Esquevin (1969) e de Kubler (1964)/Segonzac (1969), com o intuito de analisar a sua cristaloquímica e cristalinidade, respectivamente. Este último foi determinado no agregado na forma natural seguindo a metodologia de Biscaye (1965). O índice de Esquevin (op.cit.) foi determinado fazendo uso da $I [002]/I [001]$ em agregado orientado natural, isto é, dos picos 5\AA e 10\AA . Segundo Gomes (1988) a abertura do pico 10\AA da illite permite uma boa avaliação da sua cristalinidade: quanto mais elevado, maior é a desordem da estrutura cristalina da illite. O mesmo autor refere a dependência entre a intensidade dos picos de reflexão $[001]$ e $[002]$, aferidos pela altura, da composição química, em particular dos teores de Al^{3+} nas folhas octaédricas, que se revela no

(1) - O registo do ruído de fundo aponta para que seja o reflexo da presença de minerais ricos em ferro em quantidades significativas, por absorção da radiação de cobre e geração de fluorescência secundária (Wilson, 1987), apesar de ser a radiação adequada para o estudo dos minerais argilosos.

Tabela III.1 - Reflexões características (d Å), poderes reflectores e tratamentos utilizados na identificação da fracção $<63\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$.

	d (Å)	Poder de reflexão	Tratamento
Em agregado orientado			
Interestratificados irregulares 10-14Å	-	2,5	Natural
Esmeectite	17	4	Glicerol
Clorite	14	0,75	500°C
Interestratificados irregulares I/C	12	0,65	Natural
Ilite	10	0,50	Natural
Caulinite	7	1,0	Natural
Interestratificados irregulares K/S	7	1,5	Natural
Em agregado não orientado			
Filossilicatos totais	4,45	0,2	-
Opala C/Ct	4,11 / 4,02	0,5	-
Zeólitos	3,96	0,8	-
Anidrite	3,49	1,5	-
Quartzo	3,34	1,5	-
Feldspato K	3,25	1,0	-
Plagioclase	3,18	1,0	-
Pirite	3,12	1,0	-
Calcite	3,03	1,0	-
Dolomite	2,88	1,0	-
Siderite	2,79	1,0	-

índice de Esquevin (1969), o qual reflecte a razão $\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mg})$.

Estes índices foram posteriormente projectados no diagrama de Esquevin (1969), onde são considerando os intervalos indicados na Tabela III.2.

Foi igualmente aferida a cristalinidade da caulinite, tendo para tal sido calculada a razão entre a largura a $1/2$ altura e a altura do pico [001] no agregado orientado natural, sabendo que quanto maior for valor numérico desta razão menor será a cristalinidade da amostra estudada.

Tabela III.2 - Quadro de classificação das ilites considerando os valores dos índices de Esquevin (1969) e de Kubler (1964).

Índice de Esquevin (1969)		Índice de Kubler (1964) Segonzac (1969)	
Biotite	< 0,15	Cristalinidade elevada	< 2,5
Biotite + moscovite	0,15 - 0,3	Cristalinidade média	2,5 - 4
Fengite	0,3 - 0,4	Cristalinidade baixa	> 4
Moscovite	> 0,4		

As caulinites foram ainda classificadas quanto à sua cristalinidade seguindo um método expedito, que consistiu na determinação do histograma de distribuição dos índices calculados e divisão em três classes de cristalinidade (alta cristalinidade ($<0,2$), média cristalinidade ($0,2 - 0,4$)

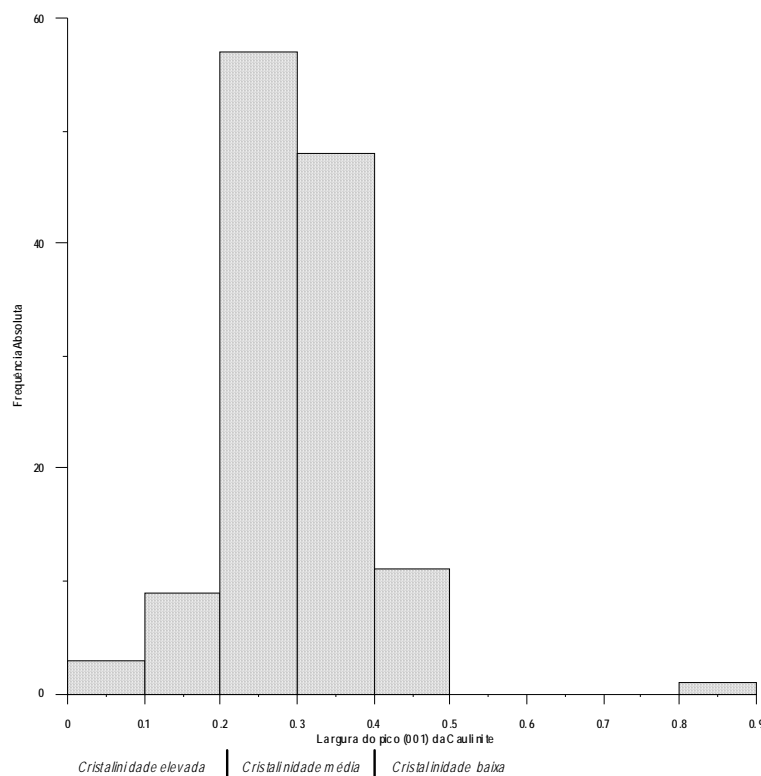


Figura III.2 – Histograma da medida de avaliação da cristalinidade da Caulinite (largura do pico 001 a $\frac{1}{2}$ altura) e classificação qualitativa.

e baixa cristalinidade ($> 0,4$) em função da forma do polígono de frequências (Figura III.2).

A relevância da avaliação da ordem de organização estrutural e da dimensão dos cristalitos em minerais argilosos reside no facto de permitir a determinação de regiões de proveniência de sedimentos recentes bem como dos padrões gerais de transporte e dispersão (Petschick et al., 1996).

A presença de cocólitos nos sedimentos de face de praia, berma e duna levou a que fossem considerados como eventual fonte da calcite registada nos referidos sedimentos. Neste sentido, e seguindo a metodologia proposta por Mário Cachão (não publicado), procedeu-se à realização de esfregaços com suspensões da fracção $<63\mu\text{m}$ e posterior de determinação do índice pro-

$$\text{CAI} = \frac{\text{N}^{\circ} \text{Cocólitos}}{30 \text{ mm (coluna de esfregaço)}}$$

posto pelo mesmo autor (CAI) que consiste na quantificação do número de cocólitos por 30mm de coluna de esfregaço.

III.3 - Métodos estatísticos

No tratamento estatístico⁽¹⁾ dos resultados recorreu-se a métodos Não-paramétricos. Estes métodos apresentam duas vantagens importantes: a sua aplicação não pressupõe a assunção de um modelo prévio da distribuição das variáveis e são métodos robustos quando surgem valores extremos (*outliers*) (Bárdossy, 1997 e Reimann & Filzmoser, 1999).

Assim, para cada uma das variáveis mineralógicas foram determinados os estatísticos descritivos comuns: medidas de tendência central (média, mediana e moda); medidas de variabilidade (mínimo e máximo, percentis 25 e 75, mediana dos desvios à mediana e desvio padrão); e descritores da curva de distribuição (coeficiente de assimetria e de curtose). Foram igualmente construídos histogramas de frequência de teores e gráficos "*box-plot*" com os valores da média, desvio padrão e erro padrão.

A fim de comparar os resultados respeitantes a amostras colhidas em domínios amostrais diferentes foi aplicado o teste (não-paramétrico) de *Kolmogorov-Smirnov* tendo, para efeitos de interpretação dos resultados da sua aplicação, sido considerado de forma sistemática o nível de significância de $p < 0,05$.

Para identificar as relações entre as variáveis mineralógicas, obviando a influência dos valores anómalos (*outliers*), foi determinado o coeficiente de correlação de *Spearman*. Contudo, os resultados foram submetidos a um tratamento de "abertura" pelo facto de se tratarem de dados fechados, cuja a soma é igual a 100%. O referido tratamento seguiu a proposta de Aitchison (1984, 1986 cit. in Swan & Sandilands, 1995) que consistiu na determinação do logaritmo da razão entre o teor de cada mineral na amostra (X) e o do mineral mais abundante (Y) na mesma amostra - $X' = \ln(X/Y)$. Assim, para a fracção $< 63\mu\text{m}$ foi considerado o quartzo e para a fracção $< 2\mu\text{m}$ a ilite.

No estudo do comportamento longilitoral das variáveis mineralógicas identificadas no trecho litorâneo considerado foram construídas representações gráficas com a curva de soma cumulativa dos desvios, relativamente à média, com a curva de médias móveis, contra variação da distância a uma origem arbitrárias.

(1) - Rendu (1988) chama a atenção para a diferenças entre uma amostra em estatística e em geologia. Enquanto que em estatística representa um grupo de observações em geologia representa uma fracção de um corpo geológico, cujas as propriedades são analisadas a fim de obter um valor único.

Tabela III.3 - Quadro de referência de classificação dos coeficientes de correlação de Spearman (R_s)

R_s (+ ou -)	Interpretação
0,00 a 0,19	Correlação muito fraca
0,20 a 0,39	Correlação fraca
0,40 a 0,69	Correlação moderada
0,70 a 0,89	Correlação forte
0,90 a 1,00	Correlação muito forte

A primeira curva (curva da soma cumulativa dos desvios) permite identificar tendências que as pequenas variações do valor da variável podem observar relativamente a um valor de referência, que corresponde ao valor médio, que para efeitos de análise é interpretado como correspondendo ao “teor de fundo”. A sua determinação, como o próprio nome sugere, foi efectuada com base nos valores que resultam de somas sucessivas das diferenças entre o valor da variável num dado ponto e a média dos valores assumidos pela variável em todos os pontos ordenados e localizados a montante, que no caso concreto corresponde a pontos de amostragem ordenados no espaço. Podendo a soma dos desvios assumir valores positivos e negativos, esta foi interpretada como correspondendo, respectivamente, a uma situação de enriquecimento e empobrecimento dos sedimentos num determinado mineral.

O uso da curva de médias móveis tem como objectivo suavizar as flutuações locais dos dados, funcionando, assim, como um filtro relativamente variabilidade local, alguma da qual é introduzida por valores extremos (*outliers*). No presente trabalho a referida curva foi traçada com base na média cinco pontos de amostragem sucessivos. Na construção de variação longilitoral com curva de médias móveis foram suprimidos os valores nulos assumidos pelas variáveis mineralógicas, que são, todavia, denunciados pela evolução da referida curva por valores negativos.

Na construção dos respectivos gráficos o eixo dos X corresponde à variável distância, em quilómetros, à extremidade norte do trecho litorâneo em estudo (Espinho). Considerando a descontinuidade “Barra de Aveiro” (Br) que marca o litoral em estudo, foram considerados dois sectores: um designado de Sector Setentrional, que se estende desde a extremidade norte (Espinho) até à referida descontinuidade litoral; e um outro designado Sector Meridional, que se estende para sul da mesma descontinuidade até ao limite sul do litoral em estudo — Cabo Mondego. Esta segmentação do litoral apesar de inicialmente “artificial” encontra suporte no comportamento longilitoral das variáveis mineralógicas, como se poderá confirmar no Capítulo IV — Distribuição Regional.

Com o intuito de melhor visualizar os resultados respeitantes aos sectores setentrional e

IV. Identificação e caracterização dos depósitos sedimentares

IV 1 - Generalidades

Os sedimentos ocorrentes nos depósitos sedimentares da praia emersa e na plataforma podem ser classificados seguindo critérios diferentes. No presente trabalho é seguido o sistema de classificação dos sedimentos de Futterer (2000) que, atendendo à sua origem, os qualifica em litógenos, ou terrígenos, biogénicos e autigénicos, retomando, deste modo, conceitos e critérios que de há muito se encontram bem estabelecidos na sedimentologia.

Os sedimentos litógenos são constituídos por partículas detríticas (monominerálicas ou líti-cas) que resultam da erosão dos continentes e sujeitos, posteriormente, a transporte, dispersão e deposição no domínio oceânico. A composição é, naturalmente, variável e depende dos processos de sedimentação e mas mais fortemente da geologia da área fonte, embora, regra geral, enviesada para os elementos mais resistentes à erosão química. A deposição, tal como a dispersão, é assegurada por processos mecânicos.

O mesmo autor considera como biogénicos os sedimentos que resultam indirectamente da actividade biológica, sendo na maioria constituídos por peças ou carapaças de micro e macro-organismos plânticos, como por exemplo foraminíferos, pterópodes, diatomáceas e radiolários, de composição predominantemente calcária ou siliciosa, sendo esta constituída por opala (Futterer, op. cit.). Ao contrário dos sedimentos de origem litógena, a distribuição destes sedimentos nos fundos oceânicos é controlada pela profundidade, em resultado do controlo que exerce sobre a solubilidade da sílica e do carbonato de cálcio, e pela produtividade biológica, que é, por sua vez, condicionada pela ocorrência de fenómenos de "*upwelling*", entres outros (ex.: temperatura).

Futterer considera ainda uma terceira categoria de sedimentos que designa por autigénicos ou hidrogenos, cuja formação ocorre por ex-solução, directamente, ou por reacção de partículas detríticas com a água do mar, formando-se, por isso, *in situ*, mas antecedendo a diagénese. Estes componentes dos sedimentos são considerados como secundários e neles podemos incluir os zeólitos e os hidróxidos de ferro e magnésio.

Outros sistemas classificam os sedimentos segundo a composição e textura. Mazzullo *et al.* (1987, cit. in Rothwell, 1989) considera dois tipos básicos de sedimentos: os sedimentos com textura granular, constituídos por grãos discretos que podem ser de natureza orgânica (como

sejam carapaças de foraminíferos e radiolários) e inorgânica (ex.: quartzo, fragmentos de rochas, etc.), depositados por processos físicos ou orgânicos; e os sedimentos químicos, que se podem formar, nomeadamente por precipitação a partir de uma solução (ex.: halite, anidrite, gesso etc.), suspensão coloidal e deposição de precipitados insolúveis (ex.: dolomite). Pode ser ainda considerado um terceiro tipo de sedimentos químicos não-biogénicos e não-granulares: trata-se de sedimentos em cuja composição ocorrem metais como seja a pirite, hematite e manganés.

A abundância de sedimentos terrígenos é maior nas imediações das áreas continentais, diminuindo com a distância a essas mesmas áreas (Keen, 1968), como sucede com o quartzo detrítico, teor que diminui com a distancia à linha de costa. Existem, contudo, outros factores que controlam a expressão de um dado mineral num depósito sedimentar ao nível de plataforma, concretamente:

- a disponibilidade na área fonte, no caso das partículas detríticas, ou dos seus precursores, bem como a adequação das condições físico-químicas do ambiente de deposição à formação de minerais autigénicos;
- a resistência mecânica;
- a estabilidade química;
- e a taxa de sedimentação, considerando que o rápido soterramento dos sedimentos favorece a preservação dos minerais, mesmo os mais instáveis;

A maior parte dos sedimentos erodidos das áreas continentais é transportada para os oceanos pelos rios, em solução ou como carga em suspensão ou de fundo ("*bed-load*"). Esta é constituída por sedimentos grosseiros e corresponde tipicamente a 10% da carga total, ao passo que aquela (em suspensão) corresponde a mais de 50% dessa mesma carga e é constituída por partículas de dimensão inferior a 63µm, designadas por fracção fina ("*fine grained fraction*"), cuja concentração depende, todavia, do grau de turbulência do fluxo (Irion & Zöllmer, 1990).

Futterer (2000) aponta para a existência de uma relação de dependência entre a composição mineral dos sedimentos, o tipo de rocha parental e as condições de meteorização reinantes na bacia hidrográfica, sendo, assim, particular de cada sistema fluvial. Segundo o mesmo autor, a composição mineralógica é também fortemente condicionada pela distribuição dimensional das partículas que integram a carga transportada em suspensão (Figura IV.1).

Milliman & Syvitski (1992, *cit. in* Futterer, 2000) referem que a quantidade de material em suspensão é primordialmente uma função da área e do relevo da fonte sedimentar e secundaria-

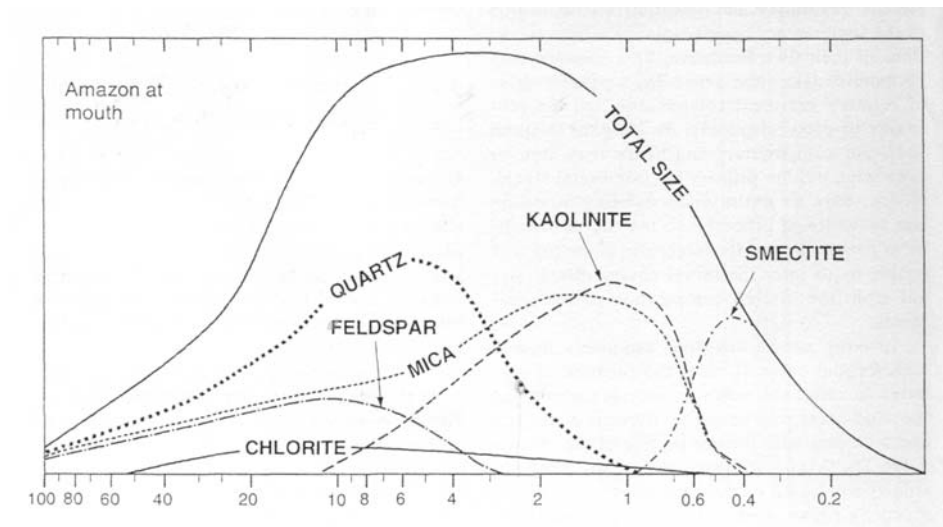


Figura IV.1 - Distribuição granulométrica (μm) dos diferentes espécimes minerais transportados pelo rio Amazonas (depois Gibbs, 1977, in Futterer, 2000).

mente do clima e do caudal fluvial, que segundo estimativas de Lisitzin (1996, *cit. in* Futterer, *op. cit.*) é responsável por 84% do transporte sedimentar de terrígenos para os oceanos.

Estes sedimentos apesar de serem directamente lançados nos oceanos, apresentam habitualmente um tempo de permanência nas planícies de inundação ("*floodplains*") antes de os atingirem. Alguns dos rios libertam a sua carga sedimentar nos estuários, lagunas, nas áreas proximais do litoral e na plataforma, levando a que só uma pequena parte da carga sedimentar atinja as zonas mais profundas dos oceanos (Irion & Zöllmer, *op. cit.*). Weaver (1977) refere trabalhos

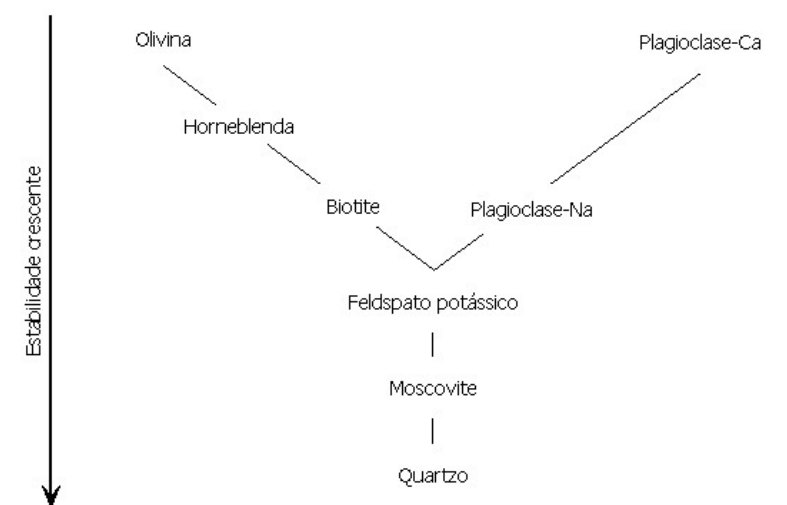


Figura IV.2 - Sequência da estabilidade dos minerais relativamente à alteração química dos minerais comuns constituintes das rochas (Adaptado de Goldich, 1938, in Friedman & Sanders 1978).

de realizados na década de cinquenta por R. E. Grim e W. D. Johns que concluem da quebra de 10% dos teores dos minerais argilosos entre as amostras colhidas em rios e nos deltas dos mesmos sistemas, ilustram bem este efeito de armadilha.

A acumulação dos sedimentos na plataforma continental é uma função da velocidade das correntes de fundo, que podem impossibilitar a deposição dos sedimentos de menor dimensão ou densidade, como sejam os de origem orgânica. Após a deposição, pode ser sujeitos a processos de ressuspensão, que recoloca as partículas em depósito na coluna de água, formando a camada nefelóide, cuja a espessura varia entre a dezena e a centena de metros, podendo, após a diminuição da velocidade dessas mesmas correntes, ocorrer redeposição (Zabel & Hensen, 1999).

Futterer (2000) observa que apesar da variabilidade litológica regional disponível nas áreas continentais cortejo mineralógico dos sedimentos detríticos marinhos é reduzido. Estes incluem o quartzo detrítico, devido à maior resistência à alteração, que é, por isso, o mais importante constituinte destes sedimentos, e os minerais argilosos, que resultam, em grande parte, da alteração das rochas metamórficas, ígneas e sedimentares que afloram nos continentes (Biscaye, 1965; Keen, 1968) e que, segundo Futterer (*op. cit.*), constitui cerca de metade dos sedimentos marinhos. Por esse facto a caulinite, clorite, ilite e esmectite são os mais importantes grupos de minerais argilosos presentes em sedimentos detríticos marinhos, minerais que se formam, contudo, em condições de alteração diferentes. Com menor expressão, o mesmo autor indica a ocorrência de depósitos marinhos de proveniência terrígena com minerais não alterados, como sejam feldspatos e ainda as micas, calcite não biogénica e dolomite, em pequenas quantidades. Conclui o mesmo autor que basicamente cada mineral encontrado nas rochas continentais, apesar das suas baixas concentrações, ocorre igualmente nos sedimentos oceânicos com teores que dependem, contudo, da distribuição granulométrica.

Os minerais argilosos podem, contudo, resultar da alteração diagenética de outros sedimentos ou minerais (ex.: feldspatos) e posteriormente transportados, ou depositados, *in situ*, como sucede, segundo Keen (1968), com os resultantes das rochas que formam os fundos oceânicos. Keen (*op. cit.*) precisa que a distribuição de minerais como a ilite, esmectite e clorite dependem da contribuição e autigénica, para além da continental. Mas Biscaye (*op. cit.*) vai mais longe ao afirmar que a mineralogia dos sedimentos argilosos é útil como indicador de proveniência, pelo facto de reter, por períodos alargados de tempo, as características originais durante o transporte (Chamley, 1967; Krauskopf & Bird, 1995; Gomes, 1986), em resultado da estabilidade nos sedimentos, exceptuando a esmectite que é comumente referido como passível de sofrer modificações pós-sedimentares (Chamley, 1989).

Irion & Zöllmer (1990) vão mais longe quanto à aplicabilidade dos argilosos. Em estudos

feitos no Mar do Norte e em ambientes estuarinos da mesma área geográfica, referem que a associação dos principais minerais argilosos (ilite, caulinite, esmectite e clorite) torna possível determinar o percurso dos sedimentos finos. Acrescentam os mesmos autores que é igualmente possível deduzir, ao longo desse percurso, os efeitos de mistura, deposição e resuspensão, reforçando, deste modo, o interesse no seu estudo.

Considerando a escala granulométrica de Uden-Wentworth (Wentworth, 1922) verifica-se os minerais não apresentam uma distribuição na mesma. Chamley (1971) verificou que a clorite se encontra preferencialmente representada na classe das areias relativamente ao silte e argila, enquanto o quartzo e os feldspatos aumentam de representatividade com o aumento da granulometria do sedimento, sendo esta tendência mais moderada nos feldspatos. O mesmo autor constata que a calcite apresenta variações dimensionais mais significativas, concluindo, no entanto, que o registo de calcite é mais significativo nos sedimentos mais grosseiros. Contrariamente, a ilite é sobretudo abundante nos sedimentos mais finos.

Segundo Achab et al. (1998, cit. in Achab, 2000) a fracção silto-argilosa incorpora os sedimentos do meio marinho resultam da erosão de afloramentos continentais, da erosão das zonas costeiras e dos fundos oceânicos, bem como da erosão de sapais e canais de maré, de ambientes lagunares e estuarinos, e dos rios, que injectam sedimentos directamente nos oceanos. Uma vez incorporados no fluxo sedimentar o seu transporte é feito para as zonas de maior exposição, nomeadamente de mar aberto, através da acção das correntes de refluxo de maré, considerada pelo autor como o mais importante factor, e das correntes litorais, cujo comportamento é condicionado pela fisiografia da costa e do fundo, assim como pela acção do vento e da ondulação.

Einsele (1996) refere que nas zonas costeiras abertas, fortemente influenciadas pela acção da ondulação e correntes marinhas, os sedimentos transportados pelos rios são armazenados, parcial e intermitentemente, ao longo da costa (frentes de delta, estuários, praias abrigadas, dunas costeiras e na zona da baixa-praia) e na plataforma. Os sedimentos mais finos (silte e argila) usualmente atingem a plataforma e as águas mais profundas enquanto que os sedimentos mais grosseiros permanecem nas imediações da foz dos rios e nas praia vizinhas, com as areias a tenderem a ser transportadas para a costa (*onshore*) ou ao longo da costa (*longshore*).

Segundo Wright (1977) a dispersão e acumulação de sedimentos é determinada por processos induzidos pela maré, pela ondulação e por forças relacionadas com a inércia e flutuabilidade da corrente fluvial, a que acresce a turbulência na desembocadura do rio no mar. Segundo o mesmo autor o papel desempenhado por cada uma das forças depende, por sua vez, de factores como sejam: o caudal de descarga e a velocidade de fluxo; a profundidade da desembocadura do rio no oceano; a carga sedimentar e sua granulometria; e o contraste de densidades entre as

águas dos rios e dos oceanos. Refere o mesmo autor que os processos ocorrentes na interface rio-oceano, que resultam da interacção entre ambos os meios, determina o modo como os fluxos da desembocaduras dos rios se dispersam, desaceleram e depositam a carga sedimentar.

IV 2 - Critérios de identificação e paragéneses minerais nos sedimentos silto-argilosos

No presente trabalho o conceito de argila segue classificação textural de Wentworth (1922). Ou seja, é considerado como argila as partículas cuja dimensão é inferior a $2\mu\text{m}$. Segundo Gomes (1986) os minerais não-argilosos estão praticamente ausentes nessa fracção, pelo que constitui um limite de separação granulométrica adequado para separar, do ponto de vista mine-

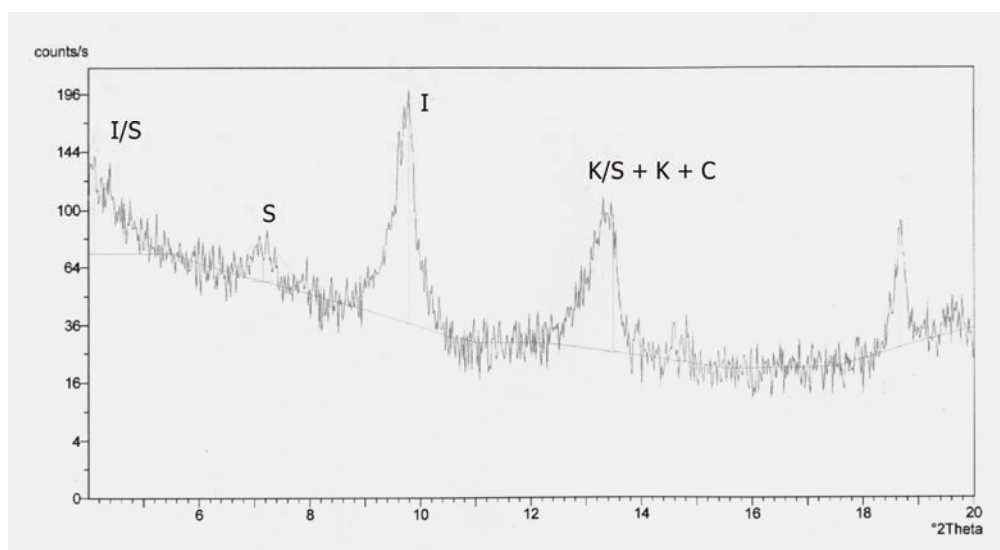


Figura IV.3 - Registos difratométricos de agregados orientados com tratamento natural.

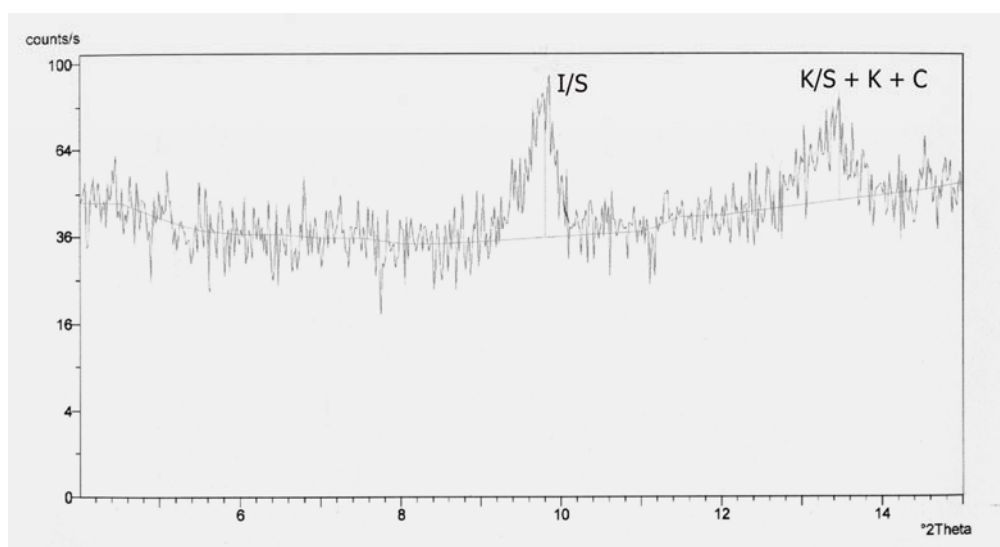


Figura IV.4 - Registos difratométricos de agregados orientados com tratamento com glicérol.

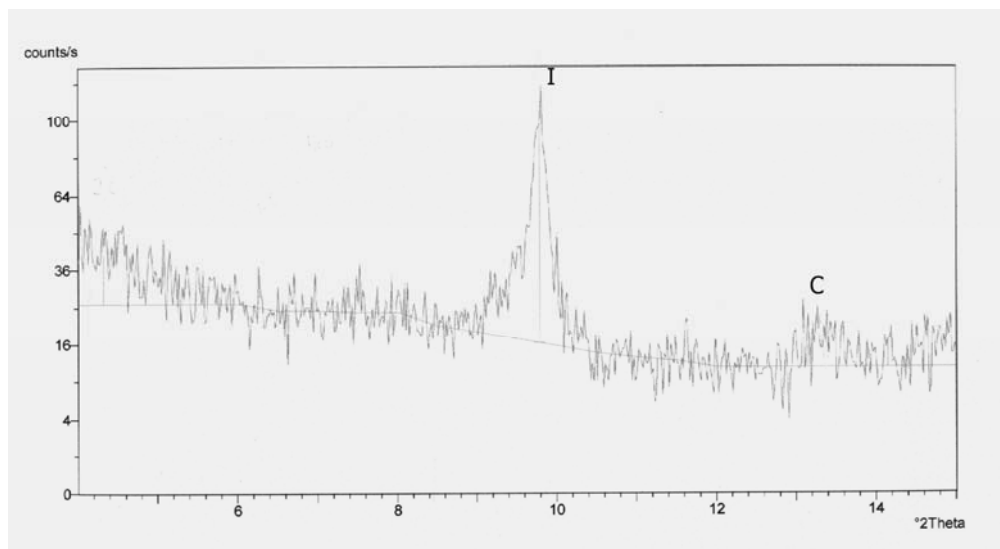


Figura IV.5 - Registos difratométricos de agregados orientados com tratamento térmico a 500°C.

ralógico, os minerais argilosos dos não-argilosos. Estes concentram-se, assim, na classe textural do silte, que segundo a classificação textural de Wentworth (*op. cit.*) corresponde às partículas de dimensão inferior a 63µm. Assim, na classificação em minerais argilosos e não-argilosos, adoptada no presente trabalho, tem, simultaneamente, significado textural e mineralógico.

IV 2.1 - Minerais argilosos

Caulinite

Integra o grupo dos canditos (Deer et al., 1981), da qual é a principal espécie. A unidade estrutural básica pode apresentar a composição química $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (Chamley, 1989; Futterer, 2000). Apresenta 7Å espaçamento entre camadas estruturais consecutivas, constituídas por uma folha tetraédrica de sílica e uma folha octaédrica de gibsita ou de brucite (Gomes, 1986).

Identificação

A caulinite é identificada pelos picos 7,1Å (12,4° 2θ, Cu Kα) e 3,57 Å (24,9° 2θ, Cu Kα), correspondendo às reflexões basais [001] e [002], que se tornam menos intensas e marcantes com o crescimento do grau de desordem estrutural interna, para o qual contribui a dimensão dos cristais e a orientação preferencial dos planos basais (Brindley, 1980). Nos casos de desordem estrutural as reflexões apresentam fraca definição e surgem sob a forma de uma banda de difracção no difratograma (Wilson, 1987).

Quando a caulinite é submetida ao tratamento com complexos orgânicos, nomeadamente glicerol, observa-se a migração dos picos 7,1Å para 10Å ou 15Å (Figura IV.4), comportamento

que resulta da ocorrência de interestratificados e "ilhas" de mica, vermiculite e esmectite, que correspondem a resíduos da alteração incompleta de mica para caulinite. Quando em presença de outros minerais de argila, a caulinite pode ser identificada sujeitando a amostra a uma temperatura entre os 550-600°C durante 1 hora, o que conduz a destruição da sua estrutura cristalina provocando, deste modo, a extinção da reflexão 7,1Å do registo (Figura IV.5). Todavia, devido à sobreposição parcial do pico [001] da caulinite com o [002] da clorite (7,09Å) este tratamento pode não conduzir a resultados favoráveis na identificação. Esta sobreposição já não se verifica quando se trata do pico [002] da caulinite (3,57Å) e [004] da clorite (3,54Å) que formam um sistema duplo, com picos distintos e facilmente separáveis.

Génese

A caulinite é o mineral mais frequente do Grupo da Caulinite, muitas vezes acompanhado por quartzo, pirite, siderite, moscovite e outros minerais argilosos em sedimentos detríticos. A sua formação ocorre por vezes *in situ*, mas mais frequentemente é um produto da meteorização e transporte. Forma-se preferencialmente em climas quentes e húmidos por alteração completa de rochas ácidas em ambientes sedimentares ácidos. Os minerais primários susceptíveis de caulinitização são principalmente dos feldspatos (ex.:feldspato potássico), feldspatóides e outros silicatos de alumínio (ex.: mica) que ocorrem em granitos, granodioritos e gnaisses. Este tipo de alteração é favorecido em locais de intensa pluviosidade e com boa drenagem, que favorecem a remoção da sílica, dos metais alcalinos e alcalinos-terrosos e promovem o enriquecimento em alumínio e outros produtos da meteorização química, através de processos relacionados com a pedogénese e nos estádios iniciais da diagénese (Chamley, 1989).

A sua abundância nos sedimentos depende da intensidade da meteorização química na área de proveniência, sendo o seu transporte essencialmente fluvial e eólico (Futterer, 2000). Deste modo, a distribuição da caulinite nos oceanos surge associada à latitude sendo considerado um mineral de "baixas latitudes".

Mineral muito estável na hidrosfera, excepto quando sujeita a drenagem intensa por soluções sub-saturadas em sílica, nos solos e nos sedimentos e muito resistente à transformação pós-deposicional, predominantemente herdado, de procedência continental nos sedimentos marinhos (Caballero & Vivaldi, 1975).

Mica / Ilite

A mica e a ilite, tal como a esmectite, estão estruturalmente relacionados, daí a estrutura das ilites se assemelhar à das micas, reflectindo, deste modo, a sua origem por divisão física e alteração química. A espécie tipo-ilite compreende duas folhas tetraédricas de sílica que envolve

uma folha octaédrica em relação à qual o íão coordenado pode ser Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} (Gomes, 1986). A idealizada da illite é do tipo $\text{K}_{0,8-0,9}(\text{Al,Fe,Mg})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (Futterer, 2000).

Identificação

Illite é a designação geral aplicada aos minerais argilosos pertencentes ao grupo das micas com diâmetro inferior a 2 μm , que ocorrem frequentemente nos sedimentos argilosos e lodosos. São habitualmente dominantes nos xistos argilosos e nos argilitos. Grim (1968, cit. in Weaver, 1989) atribui essa designação aos minerais argilosos que apresentam um espaçamento cristalográfico de 10Å (8,83 °2 θ , Cu K α) e estrutura não expansiva. A não expansividade resulta da forte ligação dos íões não-hidratados K^+ que ocupam posições entre planos estruturais, a fim de compensar as substituições de Si^{3+} por Al^{2+} nas posições tetraédricas.

A apresentação de um pico de reflexão comum revela relação genética entre a mica a illite, bem como o hábito lamelar que é responsável pelo comportamento hidrodinâmico. Krauskopf & Bird (1995) referem-se à illite como sendo um grupo de substâncias com composições intermédias entre a esmectite e a moscovite. Acrescentam os mesmos autores que a comumente designada illite é, na verdade, uma mistura mecânica ou um interestratificado de esmectite e moscovite.

A forte reflexão da illite nos 10Å torna fácil a sua identificação por Difrração de Raios-X (DRX). Sendo, idealmente, a illite um mineral não expansivo, na maioria dos casos reais as illites identificadas são de facto interestratificados illite/esmectite que se caracterizam por apresentar um radiograma distinto após tratamento com etileno-glicol. Wilson (1987) refere que muitas das illites não são mais que agregados de partículas muito finas, com algumas dezenas de angstrom de espessura, cujas interfaces (superfícies livres) adsorvem solventes orgânicos, o que provoca o alargamento do pico 10Å e a atenuação da intensidade do pico [001]/[003]. As regiões interfaciais não apresentam uma composição química necessariamente diferente da do restante material sendo, identificado no método de DRX como um interestratificado illite/esmectite.

Neste contexto, é designado comumente como illite o material essencialmente micáceo (s.l.) de dimensão inferior a 2 μm que apresenta uma proporção de camadas estruturais expansíveis (esmectíticas) inferior a 10%, se bem que outros autores alarguem este intervalo a 0-20%. As argilas ílticas com valores proporções de camadas estruturais expansíveis são considerados como interestratificados, divisão que Wilson (1987) considera puramente arbitrária. Os interestratificados ordenados illite/esmectite são constituídos por cristalitos com aproximadamente 20Å de espessura, aparentemente com as camadas estruturais a apresentar um arranjo semelhante à da illite-tipo e ligadas entre si por íões K^+ , ocorrendo a água (ou glicol) entre unidades principais. À medida que a proporção de camadas estruturais de illite aumenta no interestratificado illite/esmectite, o pico 10Å torna-se mais pronunciado e diminui de largura. Estas illites podem igual-

mente ser detectadas por aquecimento a 300°C, visto este tratamento provocar uma diminuição da largura a meia-altura do mesmo pico (10 Å).

Partindo desta constatação, Weaver (1960) propôs como metodologia de determinação da proporção de camadas estruturais de ilite nos estratificados ilite/esmectite, o índice, conhecido como Índice de Weaver (IW) que se baseia na razão entre a altura do pico 10Å e a altura do flanco do pico 10,5Å ($IW = 10\text{Å}/10,5\text{Å}$). Em complemento Kubler (1964) propôs um índice de fácil determinação (Índice de Kubler, IK) que facilmente descreve o grau de cristalinidade da ilite e que se baseia na largura do pico [001] (10Å) a ½ altura, medido em milímetros ou graus de 2θ. Os baixos índices de *Kubler* (inferiores a 0,25) apontam para uma bom índice de cristalinidade e consequentemente uma preservação da estrutura cristalina dos minerais herdados da área fonte, enquanto que os elevados índices (superiores a 0,42) apontam para alteração da mesma estrutura (Esquevin, 1969).

Relacionado com este índice IK merece referência também surge o Índice de Esquevin (IE) determinado pela razão entre as intensidades dos picos [002] e [001] da ilite. Este índice permite distinguir as ilites aluminosas das magnesianas e ferríferas, com aquelas a exibirem razões superiores a 0,3 e estas razões inferiores a este mesmo valor (Gomes, 1986).

Génese

Predomina em rochas evoluídas como os xistos argilosos e nos argilitos, assim como em rochas sedimentares como os calcários.

Tal como a caulinite, a ilite é predominantemente herdado nos solos dos continentes e nos sedimentos continentais e marinhos. É estável à alteração física em condições de drenagem reduzida e ambiente químico pouco agressivo, bem como massas rochosas drenados por águas alcalinas. Contudo, é vulnerável aos meios ácidos e lixiviados por água doce possibilitando, por serem favoráveis à alteração química, a sua transformação por degradação (Caballero & Vivaldi, 1975) em esmectite, caulinite ou gibbsite.

Pode ocorrer em depósitos sedimentares após se ter formado por meteorização de silicatos, principalmente dos feldspatos (neoformação). As ilites podem, também, ocorrer por degradação mecânica ou química parcial de micas parentais em rochas magmáticas (granitos, pegmatitos graníticos e aplitos), metamórficas (filitos, micaxistos e gneisses) e sedimentares (detriticas e/ou autigéneas) desde que inicialmente micáceos. Berner (1971) discutiu a possibilidade de formação de ilite a partir da recristalização de colóides em condições apropriadas e concluiu que a maioria das ilites que ocorrem nos solos é de facto herdada da meteorização incompleta de filossilicatos parentais e não um produto da síntese (autigénea) neoformado. Porém, cabe aqui referir que em

algumas ocorrências estão relacionadas com a alteração de outros minerais argilosos (ex.: caulinite e esmectite) durante a diagénese.

Da síntese anterior conclui-se que a illite forma-se essencialmente por fragmentação induzida durante a física ou química de micas macroscópicas (Gomes, 1986) das rochas parentais, durante a qual ocorre a libertação do K intercalar da moscovite e o enriquecimento em Si, Mg e H₂O (Chamley, 1989). Weaver & Pollard (1975) afirmam que durante o tempo geológico a formação da illite terá predominado nos continentes, por alteração do feldspato-K, e não nos oceanos.

A illite é o mineral argiloso mais frequente nos depósitos sedimentares marinhos conjuntamente com o interestratificado illite/esmectite, o que se deve à maior facilidade de alteração em esmectite. Pode, contudo, sofrer processos de recristalização na plataforma continental, talude continental e fundos oceânicos. As maiores concentrações de illite surgem nas áreas rodeadas por grandes massas continentais, o que indicia a sua proveniência terrígena (Futterer, 2000). Funciona como bom indicador da percentagem e do modo de distribuição das partículas terrígenas que são introduzidas em ambientes marinhos por via fluvial.

Em regra, as regiões da plataforma continental marginada por áreas continentais onde predominam as litologias parentais atrás referidas apresentam elevados conteúdos em illite. O transporte da illite para o oceano é feito por via fluvial e/ou transporte eólico. Os mecanismos de circulação costeira redistribuem depois este mineral já no domínio oceânico, podendo atingir longas distâncias. A ausência de illite em depósitos recentes da plataforma continental aponta para a sua ausência na área fonte ou para a inexistência de condições hidrodinâmicas propícias à sua deposição, nomeadamente por ocorrência de mecanismos de selecção e de transposição durante os processos de sedimentação. Daí a sua utilidade como indicador do hidrodinamismo do ambiente de sedimentação.

Clorite e interestratificados

A clorite caracteriza-se por uma estrutura em que entre as camadas estruturais constituídas por duas folhas tetraédricas uma folha octaédrica (Te-Oc-Te), como se verifica nas micas trioctaédricas, apresentar uma folha octaédrica, em que catião coordenado é normalmente o Mg⁺, podendo também ser o Fe²⁺ ou Al³⁺ (Gomes, 1986). A composição hipotética é do tipo Mg₆-Si₈O₂₀(OH)₄+Mg₆(OH)₁₂ (Deer et al. (1981).

Identificação

A dimensão comum dos cristalitos de clorite, semelhante à da illite, não se circunscreve à fracção argilosa surgindo, também, incluída na fracção siltosa.

Em agregado orientado a clorite é caracterizada por espaçamentos basais entre os 14,2 e 14,4Å (6,13°-6,21° 2θ, Cu Kα), sendo aquele espaçamento controlado pela composição química (Weaver, 1989; Chamley, 1989). As camadas estruturais não expandem com o tratamento com glicerol ou etileno-glicol e contraem algumas décimas de angström quando submetida a aquecimento a 500-700°C, em resultado do rearranjo estrutural que conduz à intensificação do pico [001] (14Å) na ordem das 2 a 5 vezes, com as ordens mais elevadas [00l] a diminuir de intensidade, o que constitui uma reacção típica da clorite (Weaver, *op. cit.*).

O comportamento perante o aquecimento torna, assim, fácil a sua identificação, mesmo em misturas complexas de minerais argilosos. Porém este tratamento é falível. Algumas clorites, designadamente as ricas em ferro, podem tornar-se instáveis a altas temperaturas tornando difícil a sua distinção das caulinites (Wilson, 1987).

Uma variedade da clorite é a clorite expansiva, ou pseudo-clorite (Chamley, 1989), que se caracteriza por apresentar uma forte reflexão aos 14Å no estado natural (seco) que expande para os 16-17Å quando tratada com etileno-glicol (Thorez, 1976). Contudo, ao contrário da esmectite, a reflexão correspondente aos 14Å é estável quando submetida ao aquecimento a 430°C. Apesar de ter sido descrita, a clorite expansiva surge, contudo, de forma mais frequente como componente de uma estrutura interestratificada. Estes interestratificados caracterizam-se pela abertura incompleta da estrutura quando glicolada e pela ausência de contracção com o aquecimento.

Génese

A clorite encontra-se muito distribuída por rochas metamórficas de baixo grau, sendo o mineral mais característico da fácies dos Xistos Verdes. É também o mineral detrítico mais comum nas areias imaturas (Selley, 1982) e encontra-se inversamente relacionado com a caulinite nos sedimentos dos fundos oceânicos (Futterer, 2000). Resulta da alteração física das micas primárias ou, devido ao conteúdo em ferro, da alteração química de silicatos máficos primários ricos em ferro e magnésio (olivinas, piroxenas e anfíbolos). Resulta principalmente da alteração de rochas magmáticas e de rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo (meta-grauvaques), como resultado da alteração física (Selley, 1982; Futterer, 2000).

Weaver (1989) em estudo global da dispersão dos filossilicatos nos oceanos constata que o teor de clorite aumenta, regra geral, com a latitude, uma tendência inversa à observada na caulinite. O mesmo autor estabelece relações entre o teor de clorite nos sedimentos oceânicos e o verificado em determinadas litologias. Neste sentido conclui que os teores típicos de 10% deste mineral, ou menos, em xistos ardosíferos e xistos verdes (*shale; greenschists*) são compatíveis com os elevados valores observados nos sedimentos marinhos das regiões circumpolares - 20-30%, localmente superior a 30%. Assim, os elevados teores de clorite não só reflectem a ausên-

cia de meteorização química como a litologia da área fonte. O mesmo autor, sustentado nas conclusões de Griffin *et al.* (1968), refere que a abundância da clorite na fracção siltosa e argilosa é uma evidência de que grande parte da clorite provém de rochas metamórficas.

Esmectite

A esmectite compreende várias espécies que se encontram distribuídas por dois subgrupos: um dioctaédrico, ao qual pertence a montmorillonite, e outro trioctaédrico (Gomes, 1986). A sua estrutura é constituída por duas folhas tetraédricas de sílica entre as quais se encontram uma folha octaédrica, tendo como catião coordenador o Al^{3+} ou Mg^{2+} . A composição química teórica segue a expressão $\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{4,n}(\text{H}_2\text{O})$ (Deer et al., 1981; Gomes, 1986).

Identificação

As argilas referidas como "esmectíticas", designação que evidencia estrutura esméctica ou lamelar, inclui minerais de origens e composições químicas diferentes e interestratificados irregulares ilite-esmectite. Os cristais são em regra de dimensão inferior a $0,15\mu\text{m}$, com espessura muito mais fina que os da ilite e caulinite, com bordos das lamelas e limites muito irregulares (Gomes, 1986).

A sua identificação, como grupo, resulta da variabilidade do espaçamento dos planos de reflexões basais [001] que dependem da natureza dos catiões situados entre planos estruturais, do grau de hidratação desses catiões e da presença de outros líquidos que, para além da água, são intencionalmente introduzidos como parte do processo de identificação (Brindley, 1980). Deve ser prestada particular atenção ao grau de hidratação, que pode variar de plano estrutural para plano estrutural, e de que pode resultar reflexões dos planos basais não conformes com as ordens de difracção resultantes da aplicação da Lei de reflexão de Bragg.

Apresentam um pico [001] amplo que varia no "natural" (sem tratamento) entre os 12\AA e os 14\AA ($7,36$ e $6,30^\circ 2\theta$, Cu K α , respectivamente) que migra para os $16,4\text{\AA}$ a 17\AA ($5,38$ e $5,19^\circ 2\theta$, Cu K α , respectivamente) após tratamento com etileno-glicol (Thorez, 1976), que substitui a água intercalar. Estas moléculas orgânicas asseguram que todas as camadas estruturais apresentem o mesmo espaçamento. Deste modo, a proeminência das reflexões [001] demonstram a expansibilidade da esmectite.

Contudo, frequentemente, no registo "natural" de DRX da esmectite a amplitude desse mesmo pico [001] pode estender-se desde os $14\text{-}15\text{\AA}$ aos, com reflexões difusas, 10\AA , o que poderá corresponder ao grau de hidratação ou à existência de interestratificados irregulares a envolver camadas esmectíticas (Thorez, 1976). Quando apresentam o sódio ou potássio como

iões entre os planos estruturais a esmectite podem adsorver uma molécula de água e apresentam um espaçamento com uma espessura de 12,5Å [001], que caracteriza a sepiolite. Existem, contudo, esmectites que quando saturadas em H⁺, Ca ou Mg incorporam ainda duas moléculas de água e apresentam uma espessura de 14 a 15,5Å entre camadas estruturais.

As esmectites do meio marinho apresentam Na⁺ e Mg²⁺ como principais cátions trocáveis. Apresentam vulgarmente no estado "natural" camadas estruturais com 12Å a 15Å de espessura (Weaver, 1989).

Quando sujeitas a aquecimento entre os 300°C e os 400°C a espessura dos planos das esmectites podem ser reduzidos para 9,5Å a 10Å, tudo dependendo do catião que se encontra entre planos estruturais.

Génese

A esmectite pode neoformar-se em diferentes ambientes marinhos, lacustres, hidrotermal e, nomeadamente, em solos e sedimentos superficiais, explicando, assim, a diversidade da sua composição química (Chamley, 1989), em resultado da alteração de grande variedade de materiais (vidro vulcânico, mica, feldspatos, hornblenda, etc.) (Weaver, 1989).

A formação da esmectite é favorecida pelo carácter básico do meio (iónico). Apresenta grande tendência para fixar iões de K⁺ e Mg²⁺, podendo mesmo originar a estruturas micáceas e cloríticas. A sua formação é favorecida por condições baixo relevo e/ou baixa permeabilidade, baixa pluviosidade e/ou fluxo aquoso e baixas temperaturas. Estas condições favorecem o enriquecimento em sílica, metais alcalinos e calco-alcalinos (Gomes, 1986). Por isso, facilmente se destrói em meios com intensa lixiviação que provoquem empobrecimento, designadamente em sílica. Pode formar-se, igualmente, por precipitação directa da solução (neoformação) (Gomes, op. cit.; Weaver, 1989).

Não apresenta um padrão de distribuição global consistente segundo Futterer (2000). Contudo, o mesmo autor refere que nos sedimentos superficiais do Atlântico Norte a baixa concentração de esmectite se relaciona com os elevados *inputs* sedimentares de ilite e clorite. Decarreau et al. (1987) demonstraram a possível síntese de esmectite contendo Fe³⁺ (dioctaédrica) em condições óxicas estritas. Por outro lado, Harder (1976, 1978 cit. in Weaver, 1989) evidenciou a existência de potencial para que minerais de argila com ferro se neoformassem nos fundos marinhos.

Interestratificados

Os interestratificados podem ser considerados como minerais argilosos intermédios entre dois minerais argilosos individualmente considerados, sendo, assim, a sua composição determinada pela proporção das camadas estruturais dos minerais que entram na sua constituição.

Identificação

Os interestratificados são considerados como espécies intermédias ou mistas dos grupos minerais ou minerais de argila atrás mencionados (Gomes, 1986), apresentando, por isso, o comportamento intermédio quando expostos à DRX. Resultam da modificação das condições de estabilidade de um mineral de argila, modificação em resultado da variação das condições físicas e químicas ambientais sendo, por isso, considerados como fases ou estados de transição entre dois intervenientes (Velde, 1992): um, inicial, já parcialmente modificado, e outro, final, ainda não completamente alcançado. Representam, deste modo, estados metaestáveis, ou de transição, que se verifica aquando da evolução ou transformação de um mineral noutro (Gomes, op. cit.).

Em geral produzem picos de reflexão máxima que se situam entre os característicos das espécies extremas constituintes (Velde, op. cit.). Assim, os picos de reflexão máxima dos interestratificados ilite/clorite nos difractogramas obtidos por DRX surgem posicionados entre os 10\AA - [001] da ilite - e os 14\AA - [001] da clorite -, dependendo a posição exacta, isto é, o espaçamento, da proporção de cada um dos componentes extremos na sua estrutura.

Génese

Formam-se no decurso da alteração, podendo o processo de degradação química e estrutural prosseguir, se o meio que os herda for quimicamente agressivo com intensa lixiviação. Esta evolução será interrompida se forem introduzidos em meio favorável à sua reorganização (alcalino), podendo mesmo evoluir, num e outro caso, no sentido da reconstituição da mica ou clorite originais (Caballero & Vivaldi, 1975).

IV 2.2 - Minerais não argilosos

Quartzo

O quartzo apresenta uma composição, geralmente, totalmente constituída por SiO_2 , podendo as análises químicas identificarem a presença de pequenas quantidades de outros óxidos, que são, geralmente, devidos a pequenas inclusões de outros minerais (Deer et al., 1981).

Identificação

Apresenta o pico com maior intensidade de reflexão nos difractogramas de DRX aos $26,66^\circ$ 2θ (Cu K α), que corresponde aos planos [101] (hkl) que se distanciam de $3,34\text{\AA}$ entre si, pico que coincide com as reflexões dos planos [003] da illite ($3,31\text{\AA}$). Para efeitos de identificação e quantificação foi, assim, utilizado o pico de menor intensidade, $4,26\text{\AA}$ ($20,84^\circ$ 2θ , Cu K α), em resultado da abundância do quartzo proporcionar picos reflexão dos planos [101] cuja altura ultrapassa a escala de registo utilizada.

Génese

É o segundo mineral mais abundante na crosta terrestre (a seguir aos feldspatos) (Deer et al., 1981), o que resulta em parte da sua resistência física e química à meteorização e erosão. Ocorre em rochas magmáticas (granitos, s.l.), metamórficas, em termos foliados da sequência pelítica e meta-quartzíticas, assim como sedimentares, como sejam arenitos, onde surge como mineral mais abundante.

Ocorre nos sedimentos de granulometria mais grosseira (cascalho e areia) do que nos de granulometria mais fina (silte fino). Trata-se de um mineral ubíquo entre os minerais detríticos (Keen, 1968) e a sua proveniência é quase sempre continental. A sua representatividade nos sedimentos marinhos é proporcional à extensão da margem terrestre adjacente que drena para a plataforma. As altas concentrações de quartzo que se verificam no Atlântico Norte são consequência do predomínio das formações graníticas (s.l.) expostas nos continentes marginais (Keen, op. cit.).

Grande parte do silte quartzico é transportado com os aluminossilicatos presentes em suspensão nas águas do mar e para ali transportados do continente para as áreas de deposição oceânica. A ocorrência de concentrações de quartzo é indicativa da existência de um processo de selecção granulométrica desencadeado pelo hidrodinamismo do meio.

Opala Cristobalite / Tridimite (C/T)

A opala é um mineral silicioso, que corresponde a uma forma criptocristalina hidratada de cristobalite, cuja composição é $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, com um conteúdo de água indefinido mas que, usualmente, varia entre os 4 e os 9% (Friedman & Sanders, 1978).

Identificação

Apresenta um padrão particular caracterizado por picos de reflexão de DRX entre os $20,48\text{\AA}$ e $20,64^\circ$ 2θ (Cu K α) - $4,33\text{\AA}$ e $4,30\text{\AA}$.

Génese

A opala c/t constitui a fase autigénea da sílica mais comum nos sedimentos marinhos, podendo ocorrer como cimento ou, mais raramente, como componente esquelético de organismos planctónicos (ex.: radiolários e diatomáceas) e esponjas (Berner 1971; Friedmans & Sanders, 1978), apontando, neste caso, para que a sua abundância seja condicionada pelas correntes de *upwelling*, portadoras de nutrientes. A sub-saturação, em relação à opala natural, das águas dos rios e oceanos (Berner 1971) exclui a formação por precipitação inorgânica, pelo que a sua origem estará relacionada com componentes siliciosos de origem biogénica. Ocorre em elementos com a forma esférica a elíptica constituídos por cristais euédricos a subeuédricos com 5-30µm de diâmetro (Rothwell 1989).

Futterer (2000) refere que a reduzida concentração de opala nos sedimentos recentes das plataformas continentais não resulta da diluição nos sedimentos terrígenos, mas sim da baixa concentração de sílica, nomeadamente nas águas tropicais pouco profundas. Zabel et al. (2000) refere mesmo que a opala frequentemente se encontra abaixo do limite de detecção analítico, apesar de ocorrer em quantidades significativas no plâncton das camadas superiores da coluna de água dos oceanos.

Feldspatos potássicos e plagióclases.

Os feldspatos, na sua maioria, podem ser classificados quimicamente como membros do sistema ternário $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, que correspondem à composição da albite, ortoclase e anortite, respectivamente. Os termos compreendidos entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 são designados feldspatos alcalinos os compreendidos $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ de plagióclases (Deer et. Al., 1981). Os feldspatos alcalinos contêm menos de 5 a 10% do termo cálcico em solução sólida, enquanto que as plagióclases contêm, geralmente, 5 a 10% do termo potássico.

Identificação

A identificação dos feldspatos em agregado não orientado foi feita com base nos picos de maior intensidade que surgem entre os 27,40° e 28,04° 2θ (Cu Kα) e que correspondem, respectivamente, aos planos [002] dos feldspatos potássicos (3,25Å) e das plagióclases (3,18Å).

Génese

Os feldspatos são ubíquos nos sedimentos marinhos. À semelhança do quartzo, ocorrem no intervalo 2-500 µm, ou seja, da fracção arenosa à siltosa, sendo na sua maioria de origem continental, com os termos mais comuns caracteristicamente feldspatos alcalinos.

Ocorrem como mineral primário em rochas magmáticas básicas a ácidas, assim como em rochas metamórficas (ex.: anfibolitos e micaxistos). Deer et al. (1981) referem a ocorrência de albite autigênea em rochas sedimentares contemporânea da sedimentação. Devido à instabilidade intrínseca alteram-se no sentido da formação de minerais argilosos. Os sedimentos finos terrígenos com um elevado grau de maturação mineralógica não exibem feldspato, o que indicia distanciamento da área fonte e a existência de relevo suave.

Carbonatos

Segundo Friedman & Sanders (1978), grande parte dos carbonatos detríticos ocorrentes em sedimentos marinhos são fragmentos de esqueletos constituídos por carbonato de cálcio sob a forma de calcite e aragonite que se formam por fragmentação mecânica induzida por microorganismos, macrorganismos predadores ou por acção da ondulação, que os reduz à dimensão de areia ou silte. Os mesmos autores referem que nos meios mais energéticos os processos físicos de natureza inorgânica que prova a redução dimensional das partículas carbonatadas coincide com os processos biológicos com efeitos semelhantes.

Os carbonatos podem igualmente ocorrer como "oozes" formando sedimentos pelágicos contendo cerca de 30% de fragmentos esqueléticos de microorganismos, designadamente de foraminíferos, pterópodes e cocolitóferos (Friedman & Sanders, 1978).

James (1997) aponta para a possibilidade de quantidades significativas de carbonato se poderem formar em "águas frias" das zonas temperadas e frias, particularmente nas plataformas com reduzidos *input* de sedimentos terrígenos.

Calcite

A calcite é um carbonato de cálcio cuja composição química é traduzida pela fórmula CaCO_3 .

Identificação

A identificação da calcite foi feita com base nas reflexões dos planos $hk/ [100]$ que se caracterizam por apresentarem distâncias entre os planos cristalográficos de $3,03\text{\AA}$ e por se manifestarem aos $29,47^\circ 2\theta$ (Cu K α), sob a forma de picos de grande intensidade. Esta posição no registo varia, contudo, em função da composição química dos cristais de calcite, com o enriquecimento em magnésio a provocar a translação do pico de reflexão na direcção de ângulos de leitura inferiores.

Génese

A calcite pode, quanto à sua origem, ser biogénica, detrítica ou autigénea.

A calcite de origem biogénica é o mais importante componente dos sedimentos marinhos pelágicos. Resulta de organismos planctónicos, tais como cocólitos, foraminíferos e pterópodes, assim como de dinoflagelados calcários, que vivem nas águas superficiais oceânicas supersaturadas em CaCO_3 , cujas carapaças precipitam nos fundos oceânicos após a morte dos organismos vivos. O intervalo granulométrico é muito variável, apresentando-se os cocólitos (nanofósseis) no intervalo 2 a $35\mu\text{m}$ e os foraminíferos no intervalo 100 a $200\mu\text{m}$.

A calcite não biogénica (detrítica) pode ocorrer sob a forma de grãos, ooídes, agregados e "*pellets*". Quando detríticos situam-se entre a classe dimensional do silte fino à areia grosseira, ou seja, entre 4 aos $1000\mu\text{m}$.

Calcite autigénia pode ocorrer em rochas sedimentares durante a sedimentação (singenética), sob a forma de depósito secundário, durante ou após a digénese, actuando como cimento de oólitos, assim como de outras rochas calcárias bem como de arenitos (Deer et al., 1981).

A calcite é um importante constituinte de rochas sedimentares, ocorrendo também em rochas magmáticas e metamórficas. Em meio continental pode resultar da alteração das plagioclases e silicatos de Fe e Mg por reacções de carbonatação (Krauskopf & Bird, 1995).

Dolomite

A dolomite é um carbonato de cálcio e magnésio traduzido na formula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Identificação

À semelhança da calcite, a dolomite foi identificada considerando as reflexões de elevada intensidade dos planos $hk\ell$ [100] que se caracterizam por apresentarem uma distância entre planos cristalográficos de $2,88 \text{ \AA}$ e que ocorrem aos $31^\circ 2\theta$ (Cu K α), ou seja, numa faixa de registo de DRX próxima da exibida pela calcite.

Génese

Mineral típico de ambientes sedimentares pode, no entanto, ocorrer em formações metamórficas (calcários dolomíticos e magnesianos) que sofreram metamorfismo térmico ou regional e formar, por recristalização, mármore dolomíticos (Deer et al., 1981). A dimensão das partículas dolomíticas em sedimentos detríticos marinhos situa-se abaixo do silte médio ($15\mu\text{m}$ ou inferior).

É o carbonato mais estável em meio marinho, sendo pouco comum nos sedimentos oceânicos recentes, facto confirmado por Warren (2000) ao constatar ser rara a sua precipitação, apesar de a composição actual da água do mar ser supersaturada uma a duas ordens de magnitude no que respeita à dolomite.

Rothwell (1989) acrescenta que a dolomite presente nos sedimentos marinhos é predominantemente autigénea podendo, contudo, ter uma proveniência terrígena, nomeadamente a partir dos calcários dolomíticos.

A dolomite pode precipitar em ambientes supersalinos ("*sabkhas*") ocorrendo como neoforada em depósitos recentes em meios terrestres e litorais muito confinados hipersalinos, onde o razão Mg/Ca na água excede o valor normal observado na água do mar (3/1) - Folk & Land, 1974; Friedman, 1979; Von der Borch, 1976. Contudo, Folk & Land (op. cit.) referem que a dolomite pode formar-se a partir da calcite quando a razão Mg/Ca é inferior a 1/1, isto é, quando a salinidade é muito baixa.

A dolomite pode igualmente formar-se, segundo o Modelo Dorag (Badiozamani, 1973), durante o processo de mistura de água doce com água marinha, designadamente na desembocadura dos rios que afluem para os oceanos.

Rothwell (1989) remete para outro mecanismo de formação da dolomite relacionado com a pirite, ao qual atribui características indicadoras de especificidade ambiental. Refere o autor que na ausência do sulfato a calcite reage com a aragonite formando dolomite controlando, assim, a sua formação. Neste mecanismo o sulfato é removido por acção (reduzora) bacteriana em sedimentos ricos em matéria orgânica, que ocorrem nas zonas próximas da linha de costa.

Siderite

A siderite é um carbonato de ferro traduzido na fórmula FeCO_3 .

Identificação

A siderite foi identificada com base nas reflexões de elevada intensidade nos planos cristalográficos $hkl[100]$ aos $32^\circ 2\theta$ (Cu K α), que correspondem a espaçamento de 2,79Å.

Génese

A siderite poderá formar-se por diagénese durante o soterramento e antes de se verificar a compactação dos sedimentos quando são redutoras as condições ambientais. Este carbonato, conjuntamente com a pirite, pode, por outro lado, ser indiciador da ocorrência sua de grauvaques

na área fonte, concretamente ao nível da sua matriz (Selley, 1982).

Postma (1982) refere que nos sedimentos de sapal, onde a influência das águas doces e marinhas varia no espaço e tempo, a siderite surge interligada à pirite. Nos estuários e as zonas costeiras, em termos gerais, para além de constituírem zonas de coagulação, são sede de importante deposição de ferro particulado de proveniência fluvial (Haese, 1999). Daí a diminuição da concentração do ferro com o aumento da salinidade e, conseqüentemente, a força iónica, tornando a dispersão coloidal, electrostaticamente e quimicamente, instável, o que favorece a coagulação dos coloides fluviais (Haese, op cit.). Mortimer & Coleman (1997) demonstra que a precipitação da siderite pode ser induzida por mecanismos microbiológicos.

Já no que diz respeito aos sistemas marinhos abertos, a formação da siderite ocorrerá, provavelmente, abaixo da zona de redução do sulfato, onde o sulfito se encontra ausente, se o ferro reactivo se encontrar presente e a razão Fe/Ca na água intersticial for suficientemente elevada para estabilizar a siderite perante a calcite (Berner, 1971).

Anidrite

A anidrite é um sulfato de cálcio com a formula CaSO_3 podendo, contudo, apresentar pequenas variações na sua composição, assim como a ocorrência de pequenas quantidades de Sr e Ba a substituir o Ca.

Identificação

A identificação da anidrite foi feita através das reflexões dos planos cristalográficos hkl [202], que se caracterizam por apresentarem um espaçamento 3,49Å e por produzirem as reflexões de grande intensidade aos 25,50° 2θ (Cu Kα).

Génese

A anidrite resulta, quase sempre, da desidratação do gesso, levando a que seja considerado um mineral secundário. Tal como o gesso, surge em sedimentos marinhos num intervalo granulométrico entre 10 e 300µm, frequentemente associada com a pirite e a fragmentos de carapaças de foraminíferos.

A anidrite está, assim, intimamente ligada ao gesso, que pode ter origem detrítica, resultando, neste caso, de depósitos evaporíticos pré-existent (Rothwell, 1989), ou origem autigénica, habitualmente associada a condições redutoras. Schitker et al. (1980, cit. in Rothwell, 1989) apresenta como modelo para a formação do gesso autigénico com resultado da acumulação de sulfureto de ferro em sedimentos carbonatados, seguido de oxigenação nos sedimentos, por via,

por exemplo, de bioturbação ou renovação de águas estagnadas por outras com oxigênio dissolvido. A associação do gesso autigênico com a pirite constitui um suporte para este modelo (Rothwell, op. cit.).

Zeólitos

Tratam-se de aluminossilicatos hidratados de metais alcalinos e alcalino-terrosos (ex.: sódio, potássio e cálcio) com ocorrência muito diversa e composição química similar à dos feldspatos. O quimismo dos zeólitos é determinado pela relação entre os teores de alcalinos e de sílica. Apesar do seu grande número os que apresentam relevância em sedimentos marinhos são filipsite, $\text{Ca,Na}_2\text{,K}_2)_3\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}\cdot 12\text{H}_2\text{O}$, clinoptilolite, $(\text{Na,K,Ca})_{2-3}\text{Al}_3(\text{Al,Si})_2\text{Si}_{13}\text{O}_{36}\cdot 12(\text{H}_2\text{O})$ e análcime, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\cdot \text{H}_2\text{O}$, sendo os dois primeiros mais comuns (Rothwell, 1989).

Identificação

Os zeólitos produzem uma banda de difracção entre os 2-4Å onde são identificáveis vários picos em resultado da variabilidade composicional, dando origem a diferentes espaçamentos entre picos com diferentes intensidades relativas. Os picos identificados correspondem a difracções de planos cristalográficos com espaçamento de 3,96Å que ocorrem aos 22,40° 2θ (Cu Kα) que são facilmente identificáveis em resultado da grande intensidade com que são registados.

Génese

Os zeólitos ocorrem na fracção grosseira das associações mineralógicas de argilas, próximo de 2µm (Velde, 1992), podendo, nos sedimentos oceânicos, resultar da alteração, pós-deposicional, de cinzas vulcânicas e outros materiais piroclásticos. As espécies mais importantes nos sedimentos marinhos são a philipsite, clinoptilonite e a análcime.

Nos sedimentos do Atlântico a clinoptilonite é o zeólito mais frequente. Tipicamente encontra-se no intervalo granulométrico 2-45µm. Pode ocorrer associado à calcite, opala, siderite e minerais argilosos, nomeadamente esmectites e ilites nos sedimentos mais recentes ou a paliorskite e ilites nos sedimentos mais antigos (Knaster & Stonecipher, 1978, cit. in Rothwell, 1989). A sua abundância pode indicar a abundância de sílica nas águas superficiais e, deste modo, a produtividade de plâncton silicioso (Rothwell, 1989).

Pirite

A pirite é um sulfureto de ferro com a formula FeS_2 podendo, no entanto, apresentar outros elementos menores na sua composição sob a forma de impurezas, como sejam o cobre (calcopirite), o chumbo (galena), o arsénio (arsenopirite) e o zinco (blenda).

Identificação

A pirite e a hematite partilham picos de difracção máxima associados aos planos com espaçamento $2,70\text{\AA}$ ($33,15^\circ 2\theta$ (Cu K α)), ainda que o pico de difracção utilizado para a identificação da pirite tenha sido um outro, de menor intensidade, que ocorre aos $28,58^\circ 2\theta$ (Cu K α) e que resulta da difracção dos planos com espaçamento de $3,12\text{\AA}$.

Génese

A pirite tem uma génese e ocorrência variada, podendo aparecer como mineral primário em rochas magmáticas, metamórficas e metasedimentares (por ex.: xistos negros grafitosos), e ainda como produtos diagenéticos em rochas sedimentares (por ex.: argilosas e carbonosas) - Deer et al., 1981.

Giblin & Howarth (1984) referem a precipitação directa de pirite em sedimentos de sapais marinhos com a formação, num período de horas, de pequenos cristais euédricos.

A pirite pode, contudo, ter origem autigénea em ambientes extremamente redutores (anaeróbicos) ou que apresentem condições favoráveis à actividade bacteriana redutora, nomeadamente em vasas do fundo do marinho em águas pouco agitadas e pouco profundas (Deer et al., 1981; Krauskopf & Bird, 1995), a partir reacção entre de minerais de ferro e sulfetos de hidrogénio resultantes dessa mesma actividade redutora sobre sulfatos dissolvidos. Kasten & Jørgensen (2000) refere que quando se verifica um elevado fluxo de matéria orgânica ou uma reduzida concentração de oxigénio na interface água-sedimento nas águas de fundo a espessura da camada de sedimentos com características óxicas é reduzida. Assim, para os mesmos autores as áreas oceânicas de elevada produtividade, ou de deposição sedimentar costeira, isto é, em regiões de "*upwelling*", são favoráveis à formação de ambientes redutores em resultado do elevado fluxo de matéria orgânica que origina o rápido deficit em oxigénio. Assim, a pirite pode ser utilizada como um indicador de taxa de sedimentação, ocorrendo em abundância quando os valores da referida taxa são elevados, pelo facto de impedir a decomposição rápida da matéria orgânica por oxidação.

IV 3 - Caracterização mineralógica dos depósitos sedimentares

O conteúdo de fracção silto-argilosa registado nos depósitos sedimentares de praia (face de praia e berma) e duna é variável até um máximo de 2%. Ou seja, a fracção silto-argilosa tem uma presença residual nos referidos depósitos sedimentares. Estes valores são similares aos encontrados por Dias & Nitrouer (1984), Abrantes et al. (1994) e Magalhães & Dias (1992) nos depósitos de plataforma interna vizinha (que se estende desde a linha de costa até à batimétrica 30-40m), o que resulta do elevado nível energético dos agentes de transporte e de modelação (ondulação e vento) sobre os sedimentos imersos e emersos destes ambientes de deposição, levando a supor que a plataforma interna e o sistema praia-duna formem unidades sedimentológica interactivas que partilham características texturais e eventualmente mineralógicas comuns.

Irion & Zöllmer (1990) relaciona a presença de finos, e, de entre estes, de argilas, com teores $\leq 1\%$, em sedimentos grosseiros, de ambientes litorais proximais (*inner*), assim como em rasos de maré arenosos (*tidal flats*), do Mar do Norte (Sul e Este) com o aprisionamento temporário entre as partículas grosseiras, após a deposição, durante os períodos calmos; nos períodos de agitação mais intensa decorre a resuspensão. Este mecanismo de aprisionamento poderá explicar a ocorrência de pequenas quantidades de finos nos sedimentos (essencialmente grosseiros) estudados no presente trabalho, concretamente nos imersos ou temporariamente imersos da face de praia e berma.

Cascalho & Magalhães (2000) no estudo da dispersão dos sedimentos na plataforma continental setentrional português constataram que o conteúdo de finos nos sedimentos depositados no sector a sul do paralelo 41º (Espinho) era inferior ao verificado no sector a norte, atribuindo essa diferença à maior densidade da rede hidrográfica a norte. O material silto-argiloso proveniente da erosão laminar das encostas das bacias hidrográficas e da erosão localizada dos próprios canais de escoamento é incorporado na carga sólida transportado em suspensão, sendo o volume sólido mobilizado função do caudal líquido e da concentração do material em suspensão, o que remete para a variação sazonal do clima que afecta a bacia hidrográfica, nomeadamente o regime pluviométrico. Assim, é razoável supor que haja uma variação sazonal do conteúdo silto-argiloso nos depósitos sedimentares litorais, nomeadamente os em consideração - face de praia, berma e duna.

De facto, Oliveira et al. (1995) constataram a variação sazonal da quantidade de matéria em suspensão na plataforma próxima das desembocaduras dos principais rios do norte de Portugal do verão para o inverno, com predomínio, respectivamente, de componentes orgânica e terrígena. Verificaram, no entanto, que a mineralogia se mantinha essencialmente invariante em ambas as estações do ano e a diferentes profundidades na plataforma continental.

IV 3.1.— Mineralogia da fraccão silto-argilosa (<63µm)

Sedimentos de Face de Praia (*SFp*)

O grupo dos minerais mais relevante nos *SFp* é constituído pelo quartzo, feldspato potássico, filossilicatos e plagioclase. Têm proveniência terrígena e apresentam os teores médios e medianos mais elevados, superiores a ~20%, com coeficientes de dispersão, máximos e mínimos bem como curvas de distribuição similares.

O **QUARTZO** (*Qz*) é o mineral mais abundante entre os minerais identificados na fraccão silto-argilosa dos *SFp*. Apresenta um teor médio de ~21% (*Min* ~13%; *Max* ~32%) mediana de ~20% e os *P*₂₅ e *P*₇₅ de ~18% e 24%, respectivamente — Tabela IV.2. As medidas de variabilidade mostram que é observada uma reduzida dispersão dos teores de ocorrência em torno do teor médio - *Dpd* ~4%; *Mad* ~3%. O coeficiente de assimetria e de curtose (*Ca* 0,53; *Cc* 0,05) dá a indicação que a curva de frequência de distribuição relativa dos teores simétrica e mesocúrtica, o que pressupõe a proximidade entre ambas medidas de tendência central — Figura IV.6.

Com teor médio próximo do apresentado pelo *Qz*, isto é, ~21% (*Mdn* ~20%), surge o **FELDSPATO POTÁSSICO** (*Fk*), cujos teores máximo e mínimo, respectivamente ~11% e 31%, são igualmente próximos dos do *Qz*. A análise dos percentis indica que metade das amostras apresenta teores entre ~16,5% (*P*₂₅) e ~25% (*P*₇₅). No que respeita à variabilidade dos mesmos teores, verifica-se que é ligeiramente superior – desvio padrão ~5% (*Mad* ~4%). O coeficiente de assimetria sugere uma curva de distribuição de perfil simétrico (*Ca* 0,02) e de curtose (*Cc* -0,82) aponta para curva de frequência com perfil mesocúrtico — Figura IV.7.

Os **FILOSSILICATOS** totais exibem teor médio similar ao apresentado pelo *Fk*, de ~20% (*Mdn* ~19%), destacando-se, contudo, por teores máximos e mínimos significativamente diferentes (*Min* ~6%; *Max* ~41%); os percentis (*P*₂₅ e *P*₇₅) indicam que metade da amostragem apresenta teores entre ~16% e ~25%. O desvio padrão, de ~8% (*Mdn* ~5%), aponta para uma variabilidade de teores ligeiramente superior à exibida pelo *Fk*. O coeficiente de assimetria (*Ca* 0,58) e o coeficiente de curtose (*Cc* -0,04) são próximos do observado no *Qz*, indicando novamente curva de frequência de distribuição de teores de configuração simétrica e mesocúrtica — Figura IV.8.

A **PLAGIOCLASE** (*P*) apresenta abundância similar à dos minerais detríticos anteriores, com teor médio de ~20% (*Mdn* ~19%), mínimo de ~11% e máximo de ~33%. O mesmo sucede no que respeita à variabilidade dos teores. O valor do desvio padrão é de ~5% (*Dpd*) e de ~3% (*Mad*), que, à excepção dos *filossilicatos*, são similares aos apresentados pelos anteriores minerais. Os *P*₂₅ e *P*₇₅ dão, contudo, a indicação de que os teores da maioria das amostras variam num

Tabela IV.1 — Mineralogia da fracção < 63µm nos sedimentos de face de praia.

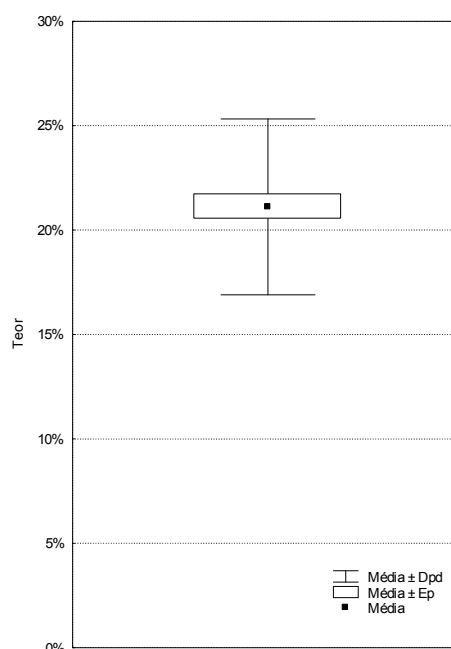
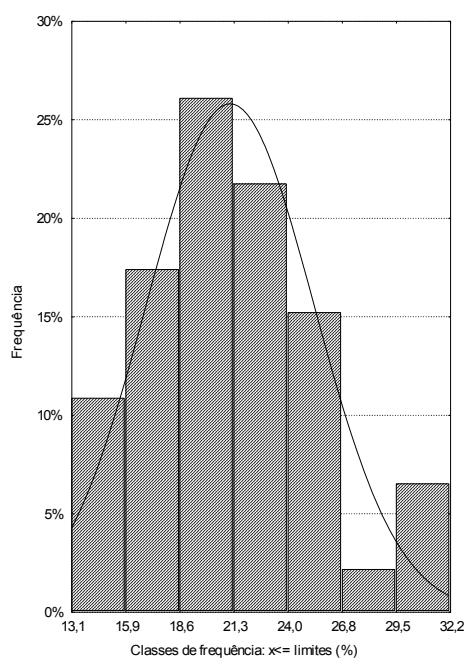
Am	Filos	Qz	FK	P	Op	Ze	Ca	Do	Sy	Py	An
E013	31,54	16,18	19,81	15,35	5,81	0,93	3,63	1,35	0,00	0,00	5,39
E023	27,69	19,61	19,61	16,92	6,03	0,65	0,00	2,05	0,00	1,40	6,03
E033	23,24	21,50	14,44	19,44	4,23	2,17	4,78	3,15	0,00	0,00	7,06
E043	28,88	19,98	11,07	11,07	11,07	0,00	0,00	2,28	0,00	2,28	13,36
E053	24,67	24,67	16,85	14,65	3,41	0,00	0,00	4,52	0,00	2,20	9,03
E063	15,83	21,47	22,10	20,85	8,31	1,10	1,10	1,72	0,00	0,00	7,52
E073	16,90	18,76	15,05	33,26	6,43	1,42	0,87	2,29	0,00	0,00	5,02
E083	21,61	21,61	15,15	23,19	8,04	0,79	1,58	1,58	0,00	0,00	6,46
E093	37,08	15,38	18,65	14,50	3,16	0,76	0,00	1,20	0,00	0,76	8,51
E103	26,20	23,20	12,87	17,66	7,34	1,80	1,20	2,40	0,00	0,00	7,34
E113	16,98	19,75	19,75	24,28	6,16	1,13	1,76	1,76	0,00	1,13	7,30
E123	16,85	29,63	14,81	18,04	7,17	1,31	1,91	1,91	0,00	0,00	8,36
E133	41,57	13,13	16,39	15,30	4,82	0,24	1,20	0,84	0,00	0,84	5,66
E143	17,21	23,94	23,32	13,93	5,95	0,00	3,29	2,35	0,00	0,00	10,02
E153	36,15	19,00	11,64	15,69	3,31	0,00	1,10	2,21	0,00	0,37	10,54
E163	33,63	19,96	17,75	14,11	5,73	0,00	0,22	1,32	0,77	0,00	6,50
E173	20,37	24,32	14,97	17,05	7,69	0,00	3,33	1,66	0,42	0,42	9,77
E183	14,26	27,40	11,38	28,04	2,24	0,00	1,76	1,76	0,00	0,00	13,14
E193	32,78	15,98	24,17	14,00	2,90	0,00	1,14	2,07	0,00	0,31	6,64
E203	22,52	19,88	19,88	18,97	4,87	1,83	3,04	2,33	0,00	0,00	6,69
E213	25,36	18,41	18,41	21,72	4,52	0,66	1,32	0,22	0,00	4,08	5,29
E223	32,86	14,71	15,62	19,37	5,78	0,00	1,93	1,12	1,12	0,00	7,51
E233	19,54	20,06	24,14	20,69	6,27	0,63	0,00	2,19	0,42	0,84	5,22
E243	18,23	22,66	22,34	17,49	5,80	1,16	4,64	1,90	0,21	0,00	5,58
E253	8,73	17,67	29,02	19,87	5,57	0,00	13,77	1,47	0,00	0,00	3,89
E263	18,14	17,49	18,79	24,84	6,26	0,22	7,34	2,48	0,00	0,00	4,43
E273	12,65	19,93	25,53	17,47	5,82	0,00	10,75	2,91	0,00	0,00	4,93
E283	19,59	17,97	24,26	18,68	6,09	1,12	3,96	3,25	0,20	0,00	4,87
E293	16,79	15,82	28,06	23,62	4,01	1,41	3,25	3,03	0,00	0,00	4,01
E303	16,91	17,83	23,65	24,44	7,40	0,79	2,51	2,51	0,00	0,00	3,96
E313	19,17	26,42	15,80	22,02	7,51	0,78	2,33	1,55	0,00	0,65	3,76
E323	13,37	17,53	25,73	28,77	3,75	1,22	3,65	2,33	0,10	0,00	3,55
E333	7,47	25,08	26,25	24,33	5,98	0,00	2,88	3,63	0,00	0,00	4,38
E343	21,76	21,53	19,70	18,56	9,97	0,23	2,06	1,15	0,00	0,23	4,81
E353	20,63	19,00	31,00	14,13	3,35	0,61	3,96	2,54	0,00	0,00	4,78
E363	8,20	23,97	27,34	23,03	9,04	0,21	1,79	2,00	0,00	0,00	4,42
E373	20,56	25,63	21,28	15,84	6,89	0,97	1,21	2,42	0,00	1,45	3,75
E383	17,82	20,21	27,36	20,62	3,63	0,41	1,55	2,80	0,21	0,00	5,39
E393	17,44	25,30	21,64	17,44	7,64	0,22	2,80	3,12	0,00	0,00	4,41
E403	12,34	22,29	24,68	27,49	5,19	0,54	0,87	2,60	0,00	0,00	4,00
E413	9,14	29,57	25,08	26,08	2,16	0,00	1,83	2,66	0,00	0,00	3,49
E423	15,46	21,96	26,97	19,72	6,61	0,64	2,45	2,03	0,00	0,00	4,16
E433	13,32	20,48	21,29	21,09	7,37	1,41	5,15	4,74	0,00	0,20	4,94
E443	8,61	32,22	18,95	20,36	5,37	0,00	5,88	3,24	0,00	0,00	5,37
E453	6,33	26,15	30,03	19,41	8,38	0,41	2,55	2,55	0,00	0,00	4,19
E463	25,45	15,83	19,54	19,94	5,21	0,20	4,41	2,61	1,10	0,00	5,71

Legenda: *Filos* - filossilicatos; *Qz* - quartzo; *Fk* - feldspato potássico; *P* - plagioclase; *Op* - opala C/Ct; *Ze* - zeólitos; *Ca* - calcite; *D* - dolomite; *Sy* - siderite; *Py* - pirite; *An* - anidrite.

Tabela IV.2 - Estatística descritiva dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de face de praia

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>Qz</i>	21,1	20,1	s/ Md	-	13,1	32,2	18,0	24,0	2,6	4,2	0,5	0,0
<i>Fk</i>	20,7	19,8	s/ Md	-	11,1	31,0	16,4	24,7	4,3	5,2	0,0	-0,8
<i>Filos</i>	20,3	18,7	s/ Md	-	6,3	41,6	15,5	25,4	4,9	8,4	0,6	0,0
<i>P</i>	19,9	19,4	s/ Md	-	11,1	33,3	16,9	23,0	3,1	4,6	0,7	0,5
<i>An</i>	6,1	5,4	s/ Md	-	3,5	13,4	4,4	7,3	1,2	2,4	1,5	2,0
<i>Op</i>	5,9	5,9	s/ Md	-	2,2	11,1	4,5	7,3	1,4	2,0	0,2	0,1
<i>Ca</i>	2,8	2,0	0,0	5,0	0,0	13,8	1,2	3,6	1,1	2,6	2,3	7,1
<i>D</i>	2,3	2,3	s/ Md	-	0,2	4,7	1,7	2,6	0,5	0,9	0,6	1,4
<i>Ze</i>	0,6	0,6	0,0	14,0	0,0	2,2	0,0	1,1	0,6	0,6	0,7	-0,3
<i>Py</i>	0,4	0,0	0,0	31,0	0,0	4,1	0,0	0,4	0,0	0,8	3,0	10,5
<i>Sy</i>	0,1	0,0	0,0	37,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,3	3,1	9,2

M - média; *Mdn* - mediana; *Md* - moda; *Fmd* - frequência da moda; *Min* - mínimo; *Max* - máximo; *P₂₅* - percentil 25; *P₇₅* - percentil 75; *Mad* - mediana dos desvios à mediana; *Dpd* - desvio padrão; *Ca* - coeficiente de assimetria; *Cc* - coeficiente de curtose.

**Figura IV.6** — Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) do quartzo.

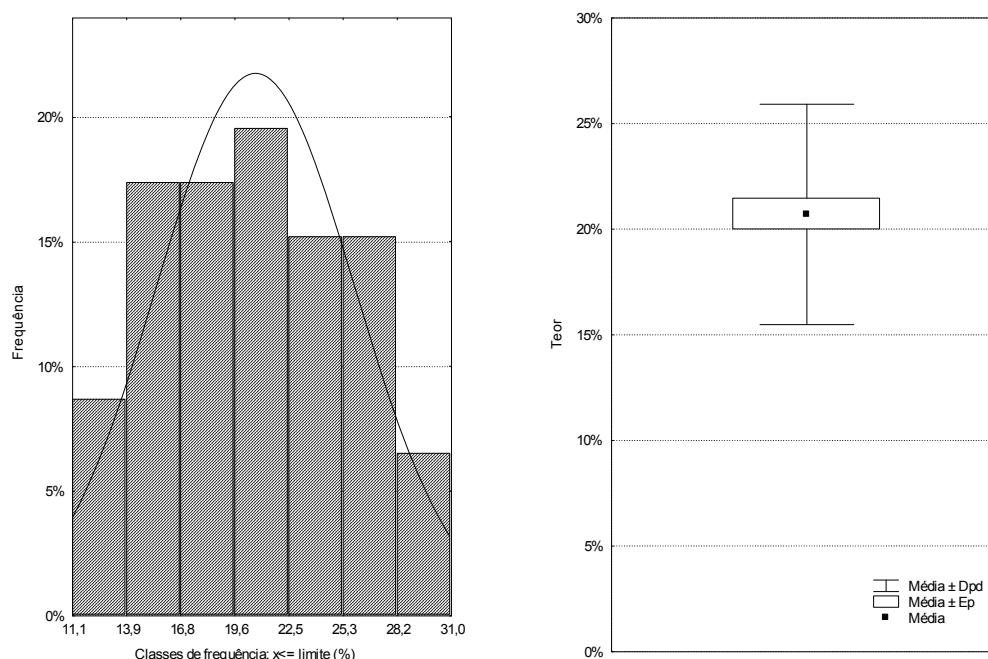


Figura IV.7 — Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) do feldspato potássico.

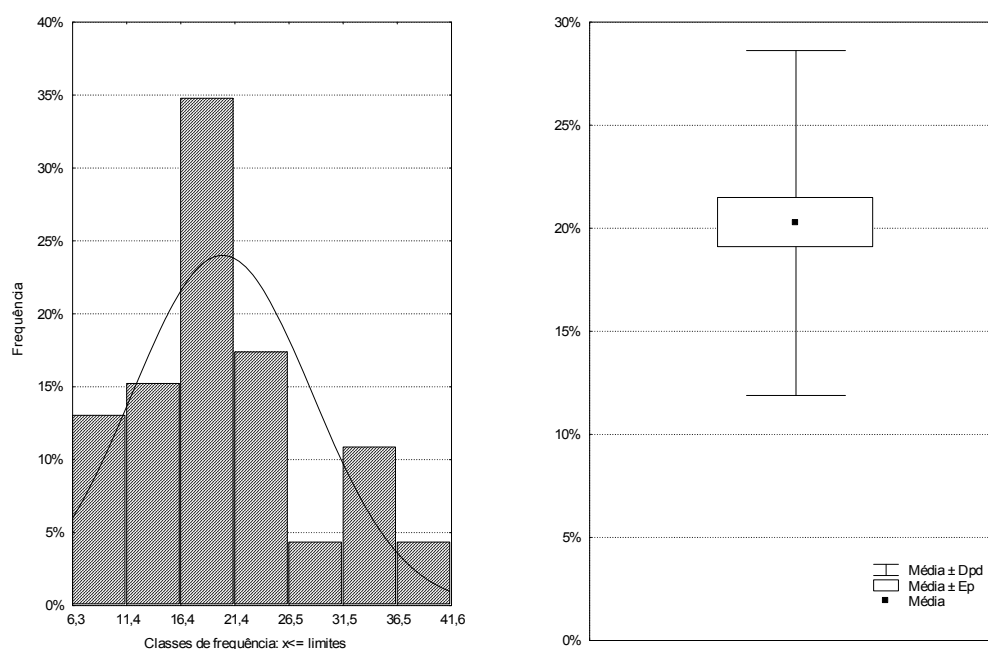


Figura IV.8 — Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos filossilicatos.

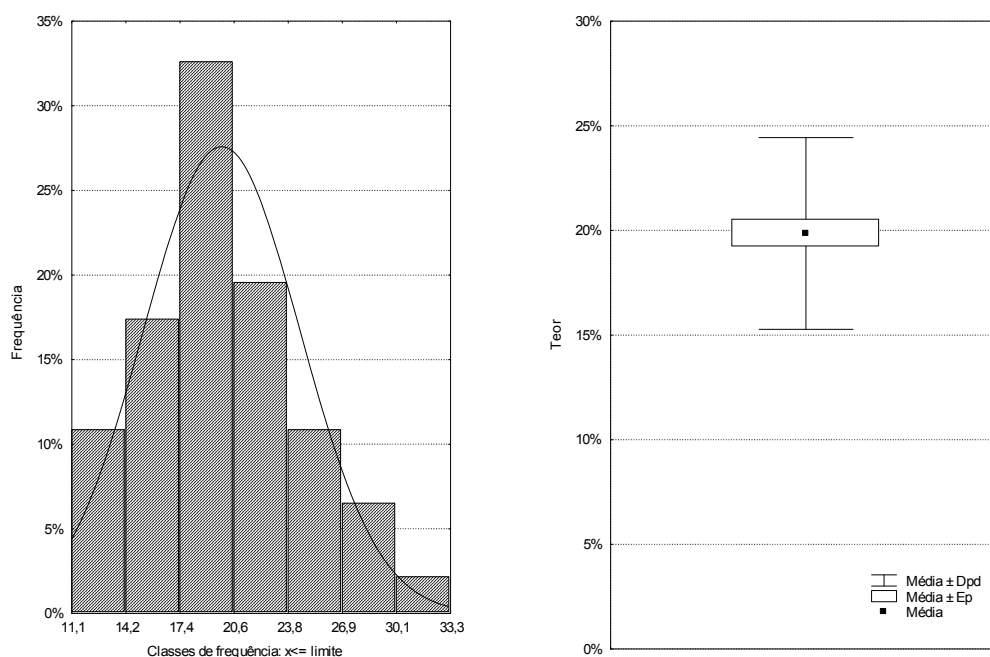


Figura IV.9 — Histograma de frequência de teores (%) - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da plagioclase.

intervalo ligeiramente mais estreito, entre $\sim 17\%$ e 23% . O coeficiente de curtose ($Cc\ 0,48$) e o coeficiente de assimetria ($Ca\ 0,65$) repetem a indicação de uma curva de distribuição de frequência de teores normal, simétrica e mesocúrtica — Figura IV.9.

A **ANIDRITE** (*An*) conjuntamente com a opala c/ct, calcite e dolomite constituem um conjunto dos minerais químicos com registo nos *Sfp* mas cuja abundância os classifica como minerais acessórios. Destacam-se dos anteriormente descritos (quartzo, feldspato potássico, filossilicatos e plagioclase) pelos teores médios significativamente inferiores ($<6\%$) bem como dos restantes minerais químicos identificados (zeólitos, pirite e siderite) cujos teores médios de ocorrência ($<2\%$) aponta para um registo traço, marcado mesmo pela ausência num número significativo de amostras — teores nulos em mais de 25% dos casos.

Assim, a *An* apresenta um teor médio de $\sim 5\%$ ($Mdn\ \sim 5\%$), com teor máximo de $\sim 13\%$ e mínimo de $\sim 4\%$, e $1/4$ das amostras a apresentarem teores inferiores $\sim 4\%$ (P_{25}) e $3/4$ a apresentarem teores inferiores a $\sim 7\%$ (P_{75}) — Tabela IV.2. O coeficiente de assimetria positivo ($Ca\ 1,5$) e a sua ordem de grandeza pode ser interpretado como resultando da mistura de duas subpopulações com teores médios e dispersão diferentes (Swan & Sandilands, 1995). Não obstante, os teores mais frequentes (modais) de *An* nas amostras são inferiores à mediana a $\sim 5\%$. Ao contrário dos minerais anteriores, existe pouca variação nos teores registados, como se conclui da

interpretação das medidas de variabilidade ($Dpd\ 2,4\%$; $Mad\ 1,2$) levando a supor que a presença é uniforme nas amostras dos *SFp*. O elevado coeficiente de curtose ($Cc\ 2,0$), que configura um perfil leptocúrtico, corrobora a interpretação do coeficiente de assimetria quanto à sobreposição de subpopulações, dando igualmente indícios da convergência dos teores em torno do teor médio, acompanhando a estreita variabilidade dos teores registados — Figura IV.10.

Com representatividade similar ao da *An* surge a *OPALA C/CT (Op)* com um teor médio de $\sim 6\%$ ($Mdn\ \sim 6\%$), teores mínimos e máximos de $\sim 2\%$ e 11% , respectivamente, similaridade que é igualmente encontrada nos teores dos P_{25} e P_{75} , respectivamente $4,5\%$ e $\sim 7\%$. Contudo, contrariamente ao observado com a *An*, o coeficiente de assimetria próximo de zero ($Ca\ \sim 0,25$) e o coeficiente de curtose ($Cc\ \sim 0,10$) configuram uma curva simétrica mesocúrtica, sugerindo proximidade entre os teores das medidas da tendência central. A dispersão dos teores ($Dpd\ 2\%$; $Mad\ \sim 1\%$) é ligeiramente inferior à da *An* — Figura IV.11.

A *CALCITE (Ca)* apresenta um registo irregular nos *SFp*, encontrando-se, por vezes, ausente em algumas das amostras. De facto, foram registados teores nulos em oposição a teores máximos de $\sim 14\%$, e um teor médio de $\sim 3\%$ ($Mdn\ \sim 2\%$), dando os percentis indicação de que metade das amostras apresentam teores entre $\sim 1\%$ (P_{25}) e $\sim 4\%$ (P_{75}). O coeficiente de assimetria positivo elevado ($Ca\ 2,31$) aponta para um acentuado desvio da curva de distribuição para a esquerda das medidas de tendência central (assimétrica à esquerda), sugerindo moda inferior à mediana. O elevado valor do coeficiente de curtose ($Cc\ 7,05$) aponta, por outro lado, para uma curva de distribuição de perfil leptocúrtico. Assim, à semelhança da *An*, podemos concluir que nos *SFp* se encontram registadas sub-populações de *Ca*, com teores médios e desvio padrão diferentes. A variabilidade dos teores quantificados encontra-se ao nível da observada na *An*, conforme se conclui da análise do desvio padrão ($Dpd\ \sim 3\%$) e $Mad\ (\sim 1\%)$ — Figura IV.12.

O teor médio da *DOLOMITE (D)* é ligeiramente inferior ao da *Ca*, com teor médio de $\sim 2\%$ ($Mdn\ \sim 2\%$), tendo $\sim 0,5\%$ como mínimo e $\sim 5\%$ como máximo. Os P_{25} e P_{75} a indicam que metade da amostragem dos *SFp* apresentam teores entre $\sim 2\%$ (P_{25}) e $\sim 3\%$ (P_{75}). Estes resultados indicam de que a *D* exibe um registo mais vincado que a *Ca* nos *SFp*. O coeficiente de assimetria próximo de zero ($Ca\ 0,55$), que indica uma curva de frequência de distribuição simétrica. Os teores de *D* apresentam variabilidade ($Dpd\ 0,9$; $Mad\ 0,5$) inferior à observada na *Ca*, e os coeficientes de curtose ($Cc\ 1,4$) sugerem uma curva de tendência leptocúrtica, que nos dá indicação da maior frequência das classes de valor próximos das medidas de tendência central (M e Mdn), comparativamente à da *Ca* — Figura IV.13.

Os *ZÉOLITOS (Ze)*, *PIRITE (Py)* e *SIDERITE (Sy)* integram o grupo dos minerais que, aqui, sofrem a designação de traço por ocorrerem com teores $\leq 2\%$ na fracção silto-argilosa, cuja pre-

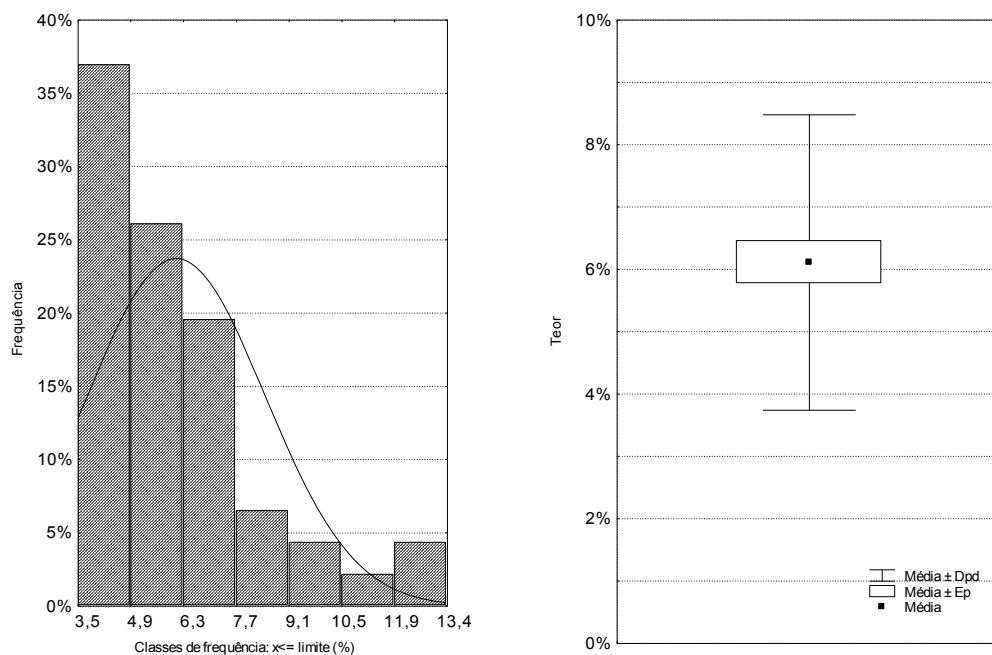


Figura IV.10 — Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da anidrite.

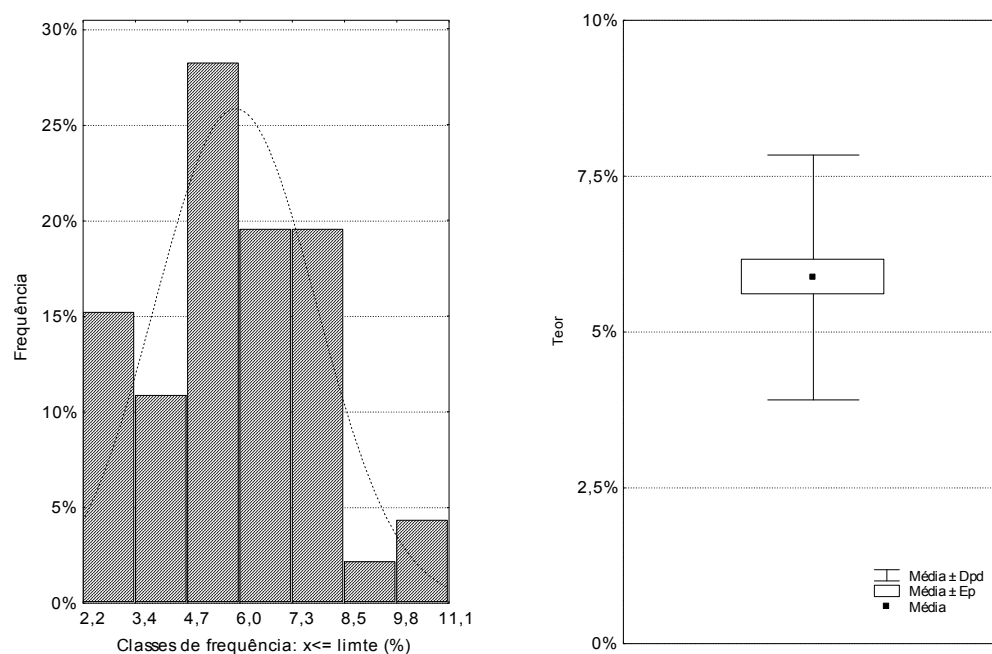


Figura IV.11—Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da opala.

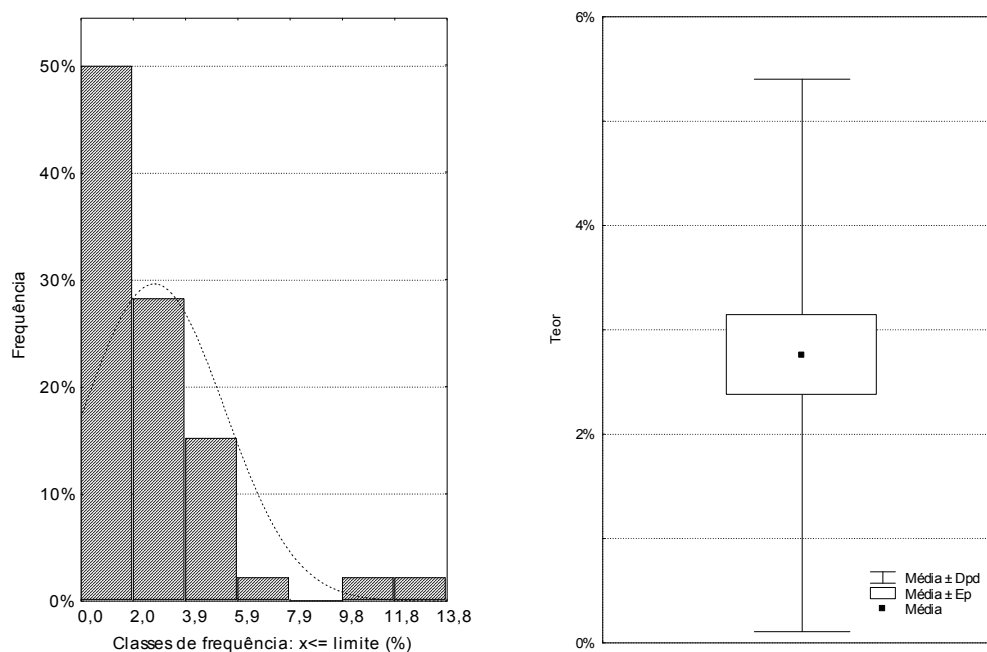


Figura IV.12—Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da calcite.

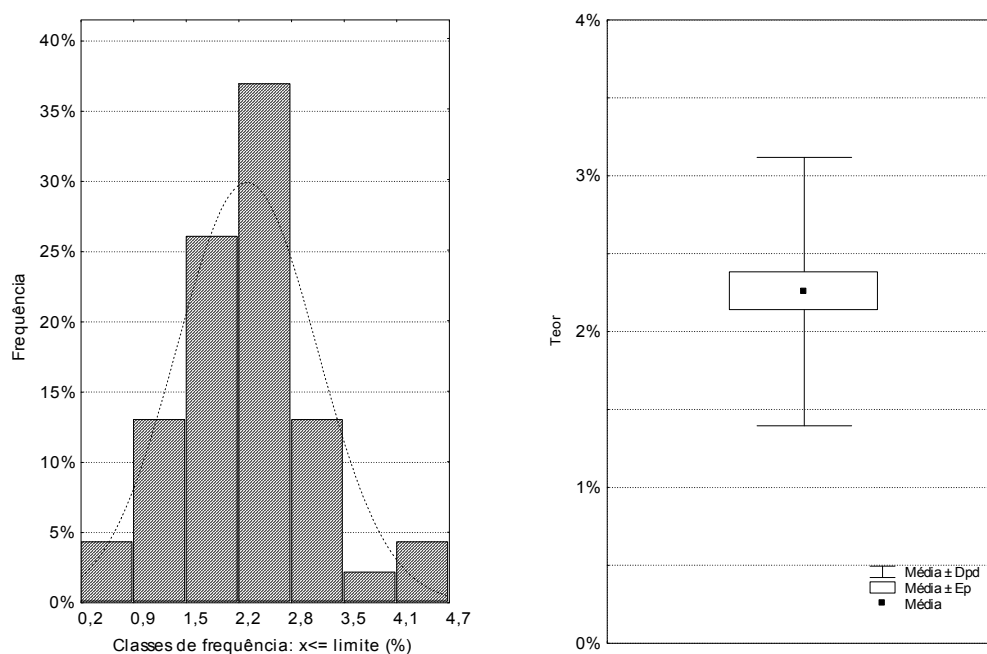


Figura IV.13 — Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica esperada - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da dolomite.

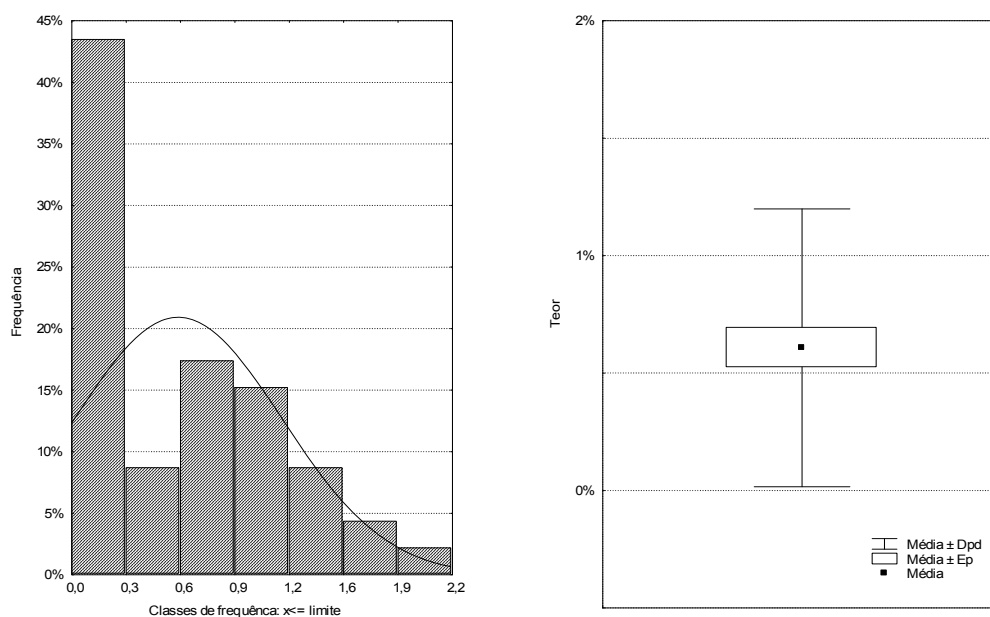


Figura IV.14—Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos zeólitos.

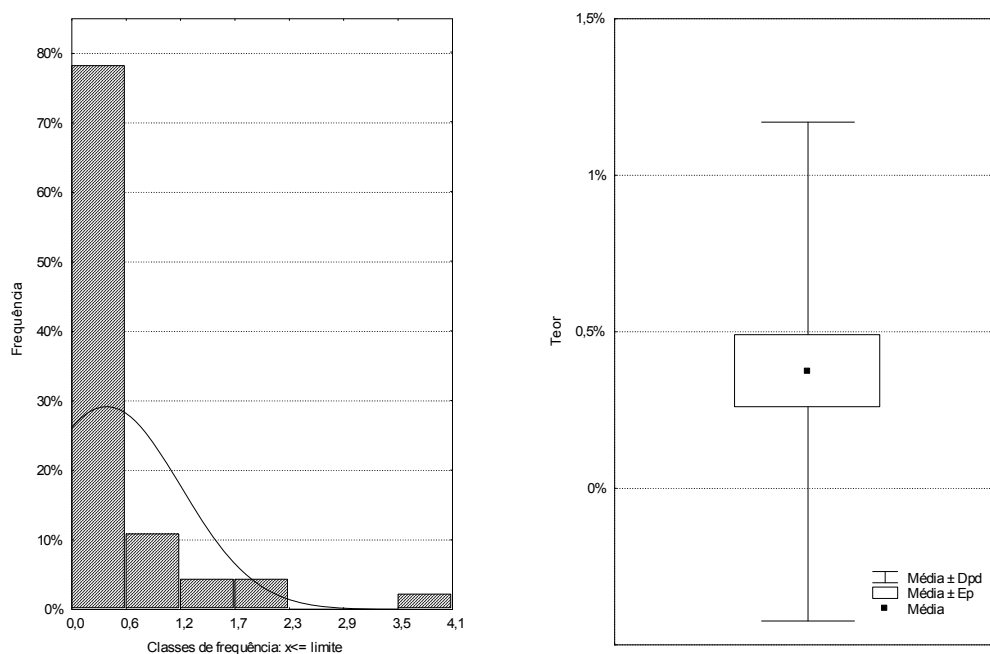


Figura IV.15—Histograma de frequência de teores (%) - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da pirite.

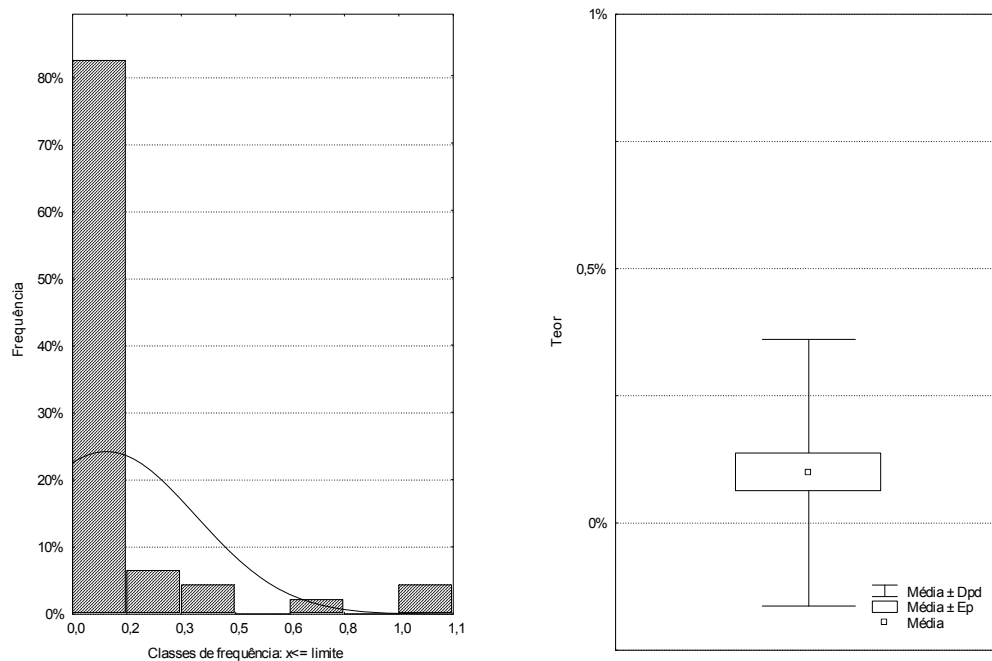


Figura IV.16—Histograma de frequência de teores (%) - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da siderite.

sença, como atrás referimos, é residual nos depósitos sedimentares em estudo — Tabela IV.2.

O teor médio máximo é registado pelos *Ze* ($M \sim 1\%$), sendo observada a ausência destes minerais num número significativo de amostras, entre $\frac{1}{4}$ (*Py* e *Ze*) e $\frac{3}{4}$ (*Sy*) — Tabela IV.1. São, no entanto, registados teores máximos da ordem de $\sim 4\%$ (*Py*). Como é próprio dos minerais com registo traço exibem, na generalidade, os mais elevados coeficientes de assimetria (positivos), pressupondo que os teores com carácter modal sejam inferiores à mediana (ex.: *Py* e *Sy* com *Ca* 3,1). Registam também os mais elevados coeficientes de curtose (ex.: *Py* *Cc* $\sim 10,5$) o que aponta para curvas fortemente leptocúrticas, indicando a convergência dos teores para o valor médio. A reduzida variabilidade é interpretado como sendo reflexo do carácter traço, como sucede com a *Py* (*Dpd* $\sim 1\%$; *Mad* 0%) — Figuras IV.14 a IV.16.

Procurando analisar os coeficientes de *Spearman*, no intuito de identificar relações entre os minerais componentes da fracção $< 63 \mu\text{m}$, verificou-se a ocorrência de algumas relações de interdependência (correlações). Essas relações de interdependência poderão ser indicativas de que provêm da mesma litologia-fonte, como se poderá concluir da correlação positiva moderada entre o *Fk* e a *P* ($R_s = 0,52$), e/ou remobilizados do mesmo ambiente sedimentar onde eventualmente se terão depositado, como se pode concluir da correlação forte dos *filossilicatos* com a *Sy*

Tabela IV.3 - Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* (R_s) entre os minerais identificados na fracção < 63µm dos sedimentos de face de praia sobre os teores *log-ratio* transformados — $\log(X/\text{quartzo})$. A **negrito** os coeficientes de correlação fortes e a sublinhado os coeficientes de correlação fracos a moderados para um nível de significância de $p \leq 0,05$.

	<i>Filos</i>	<i>Qz</i>	<i>Fk</i>	<i>P</i>	<i>Op</i>	<i>Ze</i>	<i>Ca</i>	<i>D</i>	<i>Sy</i>	<i>Py</i>	<i>An</i>
<i>Filos</i>	1	-	0,07	0,05	0,10	0,13	0,03	-0,15	0,82	0,22	0,77
<i>Qz</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fk</i>	-	-	1	<u>0,52</u>	0,12	-0,11	<u>0,48</u>	<u>0,35</u>	-0,42	-0,06	-0,15
<i>P</i>	-	-	-	1	0,26	0,17	0,18	0,16	0,05	0,03	-0,01
<i>Op</i>	-	-	-	-	1	-0,21	0,14	-0,16	0,72	-0,14	0,06
<i>Ze</i>	-	-	-	-	-	1	0,10	0,25	-0,71	0,01	<u>0,37</u>
<i>Ca</i>	-	-	-	-	-	-	1	<u>0,48</u>	-0,14	-0,47	-0,06
<i>D</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	-0,27	-0,11	-0,12
<i>Sy</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	Ind	0,82
<i>Py</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,23
<i>An</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1

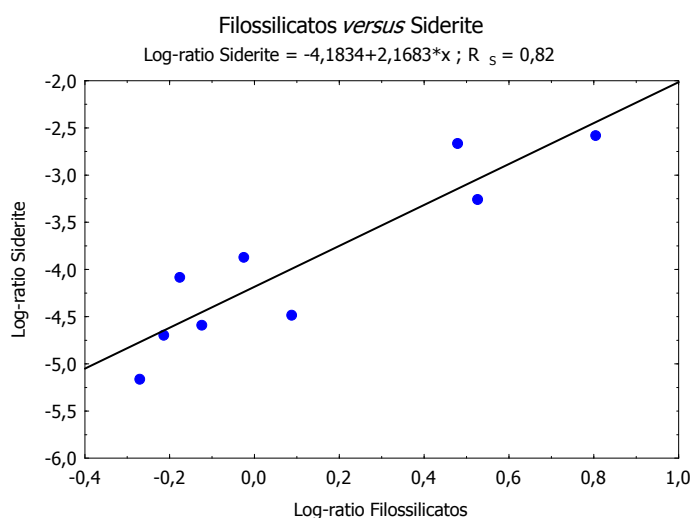
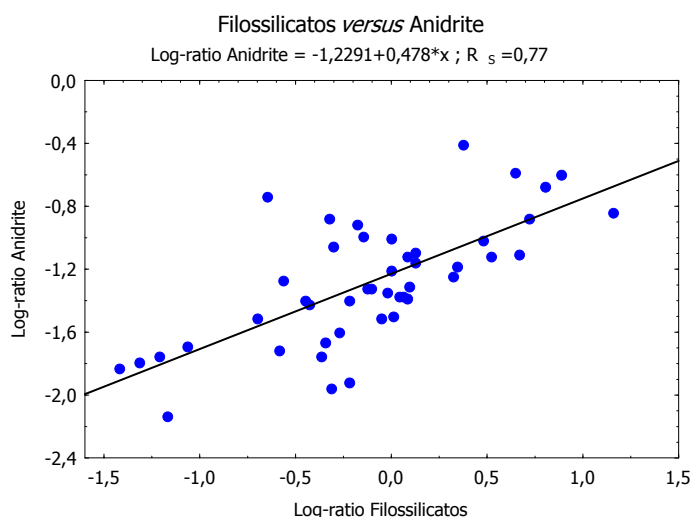


Figura IV.17 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos filossilicatos *versus* anidrite e filossilicatos *versus* siderite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

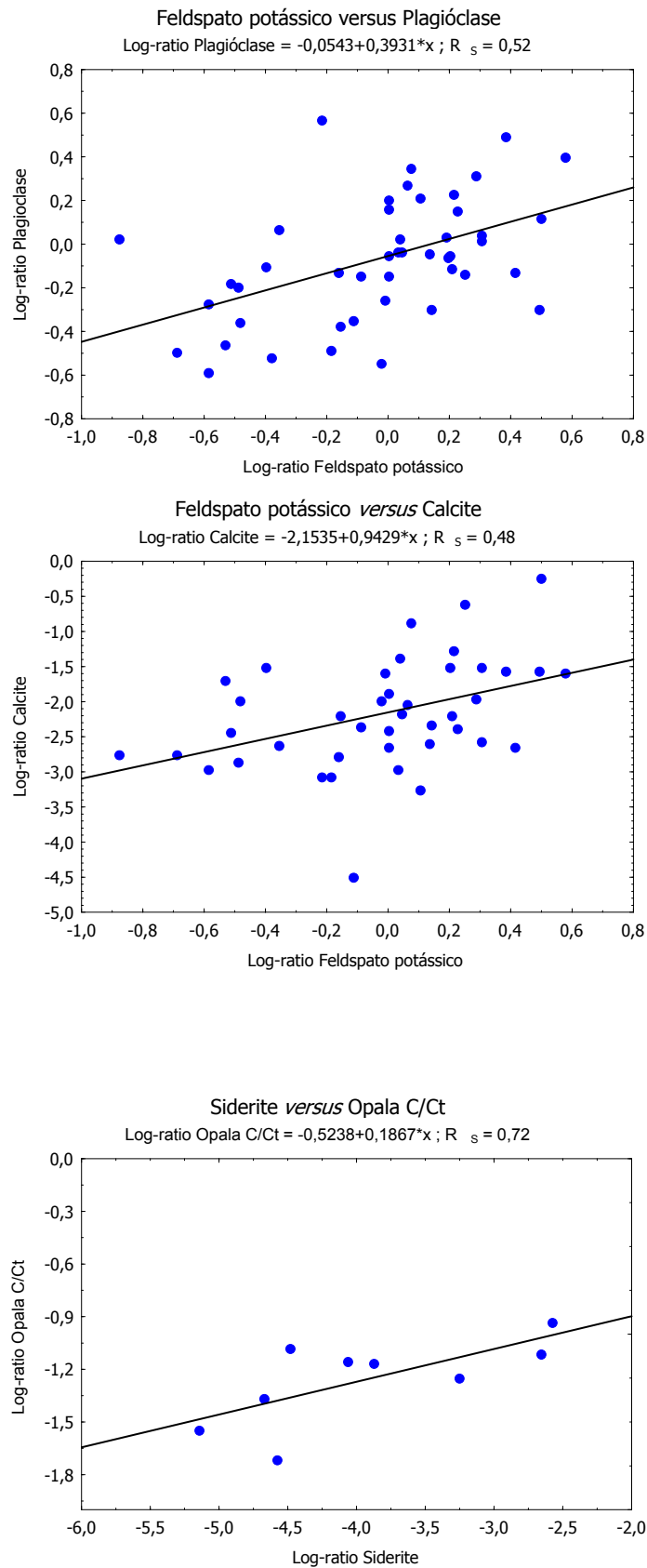


Figura IV.18 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, do feldspato potássico *versus* plagioclase e feldspato potássico *versus* calcite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) para um nível de significância de $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

Figura IV.19 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, da calcite *versus* dolomite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) para um nível de significância $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

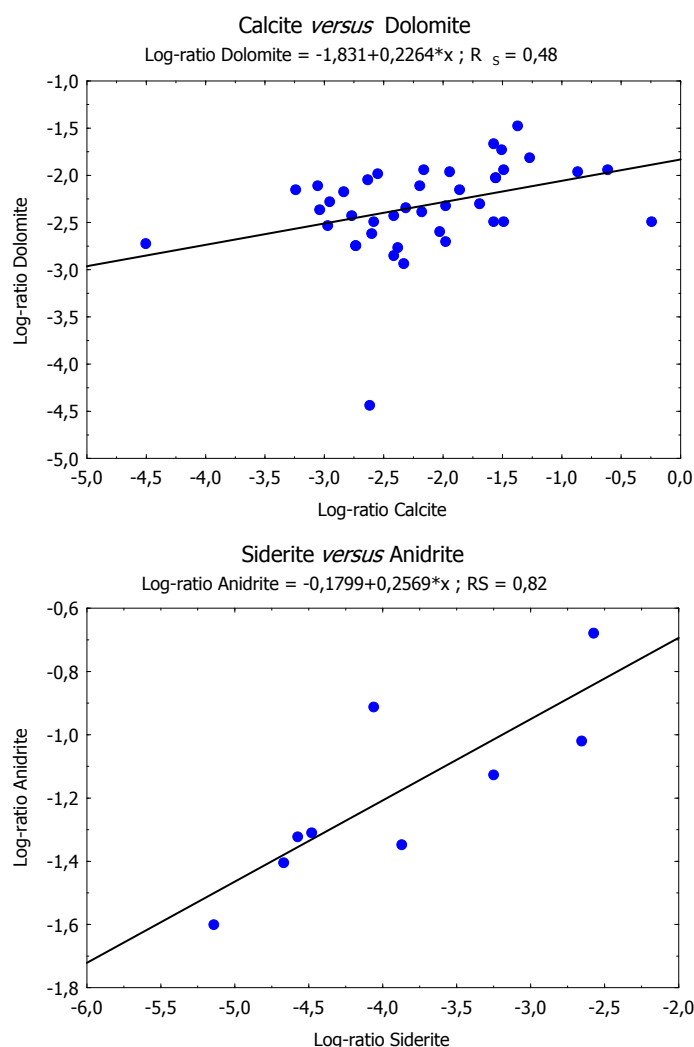


Figura IV.20 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, da siderite versus anidrite e siderite versus opala c/ct. Coeficiente de correlação de Spearman (R_s) para um nível de significância $p \leq 0,05$. A contínuo, recta de regressão.

($r = 0,82$) e a An ($R_s = 0,77$) ou da forte correlação entre a An e a Sy ($R_s = 0,82$) — Tabela IV.8.

Sedimentos de Berma (SB)

O **QUARTZO**, tal como se verificou com os **SFp**, é mineral mais abundante nos **SB** com teor médio de $\sim 23\%$ ($Mdn \sim 23\%$), mínimo de $\sim 11\%$ e máximo de $\sim 34\%$, estatísticos similares aos observado nos **SFp**. $\frac{1}{4}$ das amostras apresentam teores inferiores a 19% (P_{25}) e $\frac{3}{4}$ teores inferiores a $\sim 27\%$ (P_{75}) — Tabela IV.5. À semelhança do observado nos **SFp**, o coeficiente de assimetria ($Ca - 0,19$) e o coeficiente de curtose ($Cc - 0,55$) indica de uma curva de frequência aproximadamente simétrica e mesocúrtica. Apresenta uma variabilidade superior aos **SFp**, com Dpd e Mad de $\sim 6\%$ e $\sim 4\%$, respectivamente — Figura IV.21.

O **FILOSSILICATOS** são ligeiramente abundantes nos **SB** com teor médio de $\sim 22\%$ (Mdn

Tabela IV.4 — Mineralogia da fracção < 63µm nos sedimentos de berma.

Am	Filos	Qz	FK	P	Op	Ze	Ca	Do	Sy	Py	An
E012	24,03	22,31	20,17	16,31	2,15	0,43	1,72	4,72	2,15	0,00	6,01
E022	30,59	13,30	7,98	36,70	2,39	0,00	0,80	1,33	1,59	0,53	4,78
E032	17,20	26,34	11,83	11,83	17,20	0,00	3,23	3,23	2,15	0,00	6,99
E042	19,21	15,26	14,12	33,34	4,52	0,00	3,39	1,70	0,56	1,13	6,78
E052 ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
E062 ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
E072	31,11	23,33	10,00	15,56	6,67	0,00	0,00	4,44	0,00	0,00	8,89
E082	28,31	19,88	19,88	16,27	6,02	0,00	1,81	1,81	0,00	0,60	5,42
E092	29,05	22,98	12,16	14,19	7,43	0,00	2,03	2,70	0,00	2,03	7,43
E102	30,53	15,79	24,22	15,09	4,21	0,00	1,40	1,75	0,00	2,81	4,21
E112	13,67	22,36	15,53	21,74	9,94	0,00	4,35	3,11	0,62	0,00	8,69
E122	18,86	20,76	15,72	16,36	14,47	0,00	4,40	1,25	0,00	0,00	8,17
E132	53,17	11,30	9,91	10,20	2,76	0,00	5,24	0,82	0,00	1,10	5,51
E142	27,42	33,07	5,65	13,71	8,87	0,00	0,00	2,42	0,00	0,80	8,07
E152	33,05	17,63	19,56	17,08	3,86	0,00	0,00	1,10	1,10	0,00	6,62
E162	37,63	13,09	21,43	12,62	2,61	0,00	1,66	2,14	1,19	0,24	7,38
E172	10,68	26,50	13,67	23,08	2,14	0,00	12,82	3,42	0,00	0,00	7,69
E182	13,49	28,84	15,33	16,57	4,90	0,00	7,98	0,00	0,00	0,00	12,88
E192	18,88	28,15	18,54	14,90	5,30	0,00	3,64	1,66	0,99	0,00	7,95
E202	20,08	25,49	20,46	10,81	5,79	1,16	2,32	3,09	0,00	0,00	10,81
E212	15,09	26,18	20,04	14,86	8,49	0,00	4,48	2,12	0,71	0,24	7,78
E222	29,88	17,36	23,55	17,23	4,03	0,00	1,75	1,21	1,34	0,00	3,64
E232	20,45	23,27	13,08	21,28	1,99	0,00	10,63	4,88	0,44	0,00	3,99
E242	14,96	33,60	9,97	15,75	4,99	0,00	15,75	1,57	0,00	0,00	3,41
E252	30,05	30,46	9,46	13,58	4,52	0,00	3,70	3,70	0,00	1,65	2,88
E262	31,22	12,52	23,67	17,67	3,77	0,34	4,46	1,88	1,38	0,00	3,09
E272	19,38	18,46	20,00	19,69	6,15	0,00	9,54	1,54	0,31	0,00	4,92
E282	24,72	23,85	11,82	23,41	5,47	1,75	2,84	0,66	0,00	1,10	4,38
E292	25,57	19,02	15,13	22,09	2,25	1,64	9,41	0,61	0,00	0,61	3,68
E302	24,54	15,25	24,13	21,03	3,30	0,00	5,15	1,85	0,00	0,00	4,74
E312	12,87	23,25	22,35	21,67	5,42	0,45	5,42	3,61	0,00	0,00	4,96
E322	16,70	27,40	18,49	18,49	7,35	0,66	5,12	2,23	0,00	0,44	3,12
E332	13,72	29,63	18,74	18,08	5,66	0,22	7,63	2,62	0,00	0,00	3,71
E342	29,51	24,60	13,12	26,64	0,00	0,41	1,22	1,22	0,00	0,00	3,28
E352	17,82	19,11	23,93	18,55	11,69	0,00	1,85	2,60	0,18	1,29	2,97
E362	25,75	25,75	15,10	21,70	3,83	0,21	2,34	1,28	0,00	0,64	3,40
E372	15,50	23,15	20,45	13,04	4,05	0,45	9,89	6,96	0,68	1,12	4,72
E382	13,57	23,97	12,31	23,66	3,78	0,63	14,51	1,26	0,63	0,00	5,68
E392	29,41	19,92	17,20	18,10	3,39	0,67	4,52	1,81	0,00	0,00	4,97
E402	9,48	23,86	25,84	24,47	6,42	0,46	2,29	3,52	0,00	0,00	3,67
E412	18,44	23,87	13,95	21,28	11,34	0,24	3,55	2,60	0,00	0,24	4,49
E422	13,59	30,00	22,56	17,44	5,90	0,51	2,82	2,31	0,00	0,26	4,61
E432	13,77	28,44	20,36	17,37	8,38	0,60	4,19	2,40	0,00	0,00	4,49
E442	7,79	30,66	14,84	30,90	7,06	0,00	3,41	2,19	0,00	0,00	3,16
E452	15,85	21,21	22,32	19,86	7,59	0,00	6,92	2,46	0,00	0,00	3,80
E462 ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Legenda: *Filos* - filossilicatos; *Qz* - quartzo; *FK* - feldspato potássico; *P* - plagioclase; *Op* - opala C/Ct; *Ze* - zeólitos; *Ca* - calcite; *D* - dolomite; *Sy* - siderite; *Py* - pirite; *An* - anidrite.

NOTA: 1) Variáveis não quantificadas por ausência da unidade morfológica no perfil de praia.

Tabela IV.5 - Estatística descritiva dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de berma.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>Qz</i>	22,8	23,3	s/ Md	-	11,3	33,6	19,0	26,5	4,1	5,6	-0,2	-0,6
<i>Fk</i>	16,9	17,2	s/ Md	-	5,6	25,8	13,1	20,5	4,1	5,1	-0,2	-0,9
<i>Filos</i>	22,0	19,4	s/ Md	-	7,8	53,2	15,0	29,4	5,9	8,9	1,0	1,9
<i>P</i>	18,9	17,7	s/ Md	-	10,2	36,7	15,1	21,7	3,5	5,6	1,2	2,0
<i>An</i>	5,5	4,8	s/ Md	-	2,9	12,9	3,7	7,4	1,4	2,3	1,2	1,3
<i>Op</i>	5,8	5,3	s/ Md	-	0,0	17,2	3,8	7,3	1,8	3,4	1,4	2,6
<i>Ca</i>	4,7	3,6	0,0	3,0	0,0	15,8	1,9	5,4	1,8	3,8	1,3	1,4
<i>D</i>	2,3	2,1	s/ Md	-	0,0	7,0	1,3	3,1	0,8	1,3	1,3	2,7
<i>Ze</i>	0,3	0,0	0,0	25,0	0,0	1,7	0,0	0,4	0,0	0,4	2,2	5,0
<i>Py</i>	0,4	0,0	0,0	27,0	0,0	2,8	0,0	0,6	0,0	0,6	2,0	4,3
<i>Sy</i>	0,4	0,0	0,0	26,0	0,0	2,2	0,0	0,6	0,0	0,6	1,7	1,9

M - média; *Mdn* - mediana; *Md* - moda; *Fmd* - frequência da moda; *Min* - mínimo; *Max* - máximo; *P₂₅* - percentil 25; *P₇₅* - percentil 75; *Mad* - mediana dos desvios à mediana; *Dpd* - desvio padrão; *Ca* - coeficiente de assimetria; *Cc* - coeficiente de curtose.

~19%). Esta tendência estende-se aos teores mínimo e máximo, respectivamente ~8% e ~53%. Metade das amostras apresenta teores entre 15% (*P₂₅*) e ~29% (*P₇₅*). Verifica-se, contudo, como se conclui da análise do coeficiente de assimetria (*Ca* 1,0), a tendência, pouco evidente nos *SFp*, para os teores mais frequentes serem inferiores à mediana. Os níveis de variabilidade observados nos *SB* são similares aos observados nos *SFp* (*Dpd* ~9% e *Mad* ~5%), e o coeficiente de curtose (*Cc* 1,93) a indicação da ligeira tendência para os teores se concentrarem em torno do teor médio — Figura IV.22.

Os feldspatos identificados apresentam nos *SB* teores relativos inferiores aos verificados nos *SFp*, sendo este pendor acompanhado pelo aumento do peso relativo do *Qz* e dos *filossilicatos*.

Assim, a **PLAGIOCLASE** surge nos *SB* com teores relativos inferiores (*M* ~19%; *Mdn* ~18%) aos apresentados nos *SFp*, mas contrariamente ao verificado nestes depósitos, são ligeiramente superiores ao do *Fk*. Apresenta mínimo e máximo, respectivamente de ~10% e ~37%, com tendência para os teores mais frequentes serem inferiores à mediana, como decorre da interpretação do coeficiente de assimetria (*Ca* 1,2). Metade das amostras apresenta teores entre ~15% (*P₂₅*) e ~22% (*P₇₅*). O coeficiente de curtose (*Cc* 2,0) configura uma curva leptocúrtica, acentuando, assim, a indicação da tendência para os teores registados se concentrarem em torno do teor médio. A variabilidade é mais elevada que a registada nos *SFp*, com os valores de *Dpd* e *Mad* de ~6% e ~4%, respectivamente — Figura IV.23.

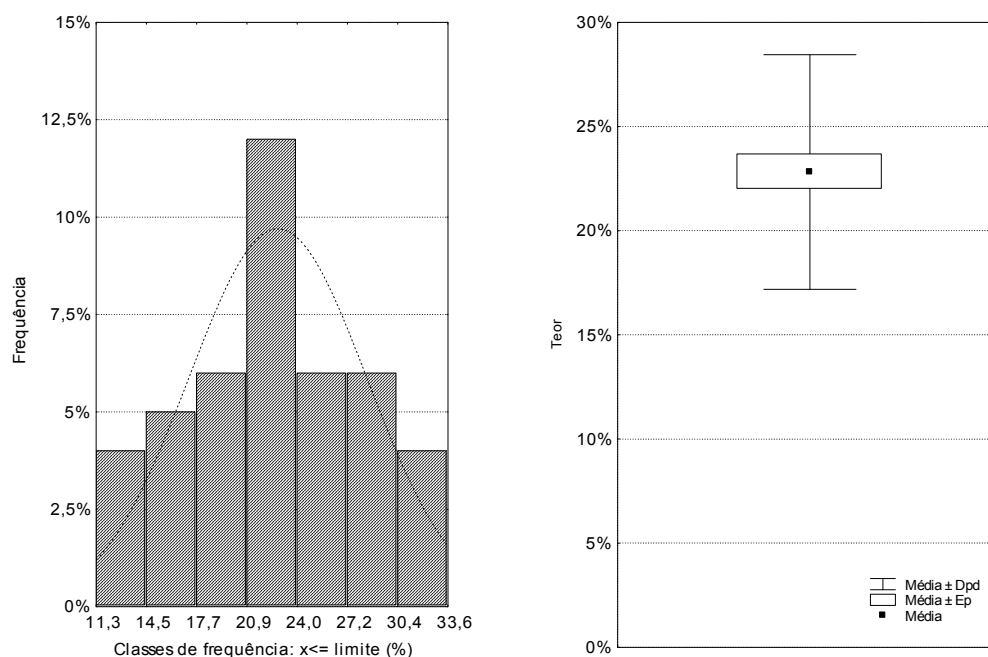


Figura IV.21 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) do quartzo.

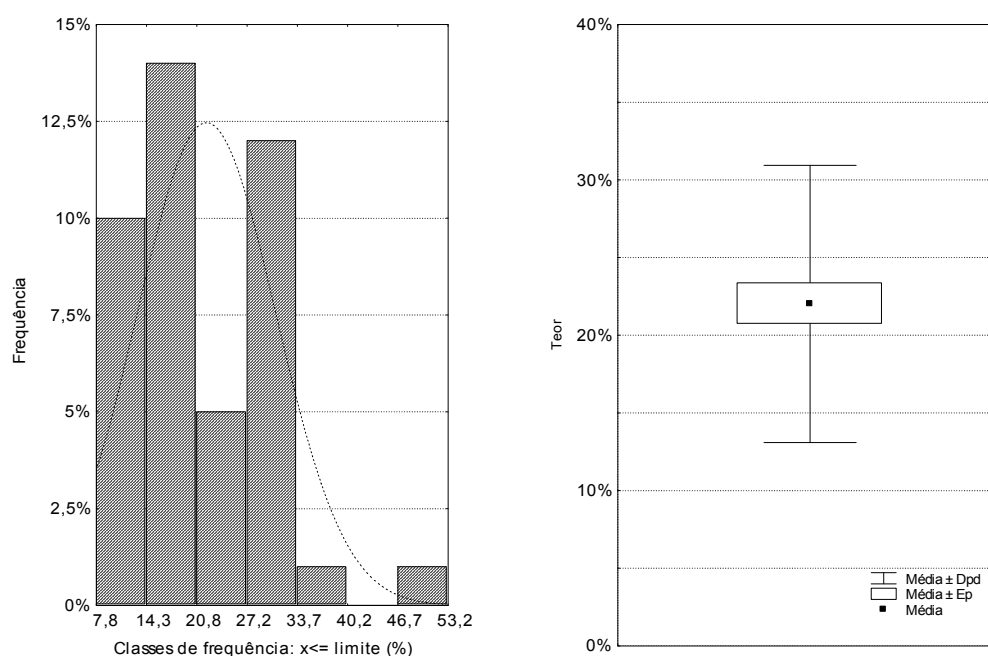


Figura IV.22 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos filossilicatos.

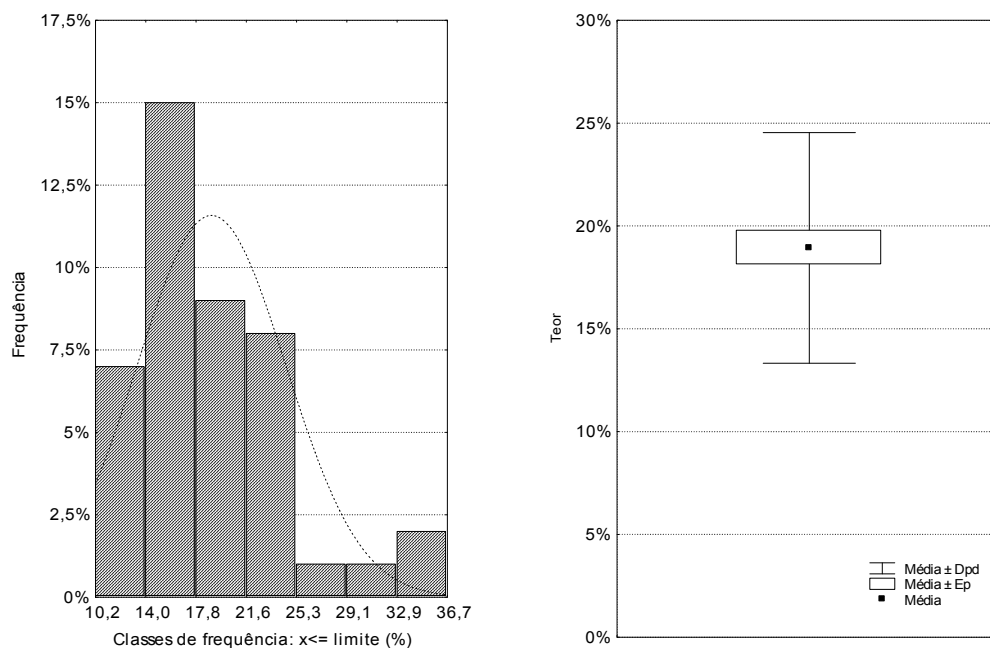


Figura IV.23 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da plagioclase.

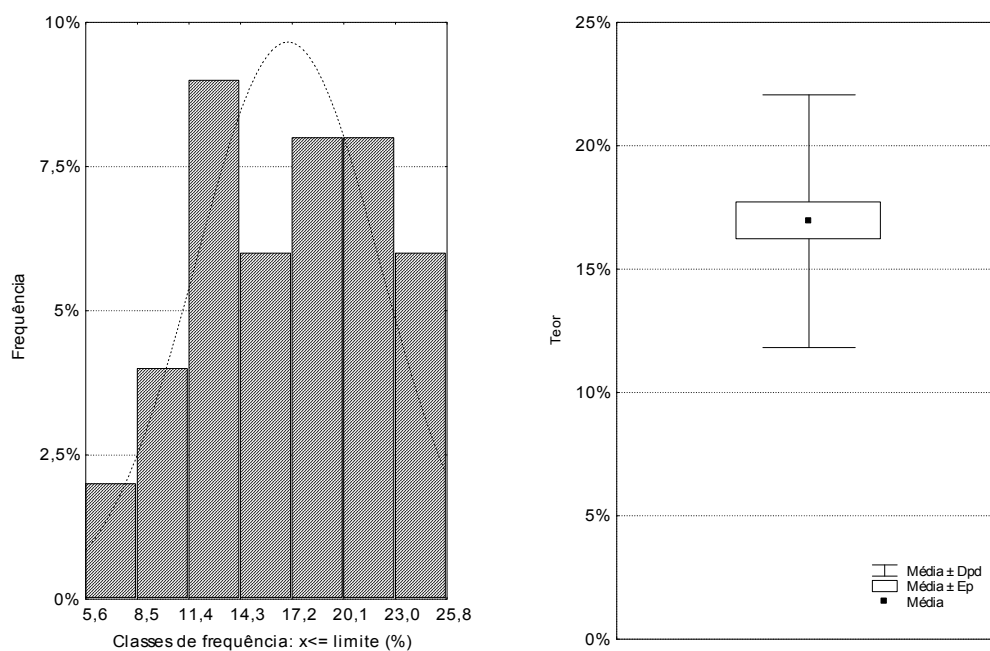


Figura IV.24 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) do feldspato potássico.

O teor médio de *FELDSPATO POTÁSSICO* nos *SB* é de ~17% (*Mdn* ~17%) é inferior ao observado nos *SFp*, sendo também inferiores os teores mínimo e máximo identificados (*Min* ~6%; *Max* ~26%), assim como os *P*₂₅ e *P*₇₅, respectivamente ~13% e ~21%. A variabilidade dos teores de *Fk* (*Dpd* ~5%; *Mad* ~4%) é similar à verificada nos *SFp*. A configuração simétrica e mesocúrtica da curva de frequência de distribuição indica a proximidade entre as medidas de tendência central, como se conclui da interpretação do coeficiente de assimetria (*Ca* -0,2) e o coeficiente de curtose (*Cc* -0,91) — Figura IV.24.

Tal como se observou nos *SFp*, a *Op*, *An*, *Ca* e a *D* formam o grupo de minerais químicos mais representativos entre os identificados nos *SB*, exibem, de igual modo, abundância significativamente inferior à dos minerais detríticos identificados na fracção <63µm dos sedimentos de berma.

A *OPALA c/ct* apresenta teores da mesma ordem de grandeza que os *SFp*, com teor médio de ~6% (*Mdn* ~5%), com máximos em torno de ~17% — Tabela IV.5. O coeficiente de assimetria positivo (*Ca* 1,4) configura uma curva assimétrica à direita, indiciando que os teores *Op* mais frequentes sejam inferiores a ~5% (*Mdn*). Os teores dos *P*₂₅ e *P*₇₅ apontam para ~4% (*P*₂₅) e ~7% (*P*₇₅), o que define uma intervalo mais aberto. A variabilidade dos teores é ligeiramente mais elevada, com *Dpd* de ~3% e *Mad* de ~2%, verificando-se, no entanto, ao contrário do observado nos *SFp*, um tendência para os teores convergirem para ~6% (*M*), como decorre da interpretação do coeficiente de curtose (*Cc* 2,6) que sugere para uma curva de distribuição de perfil leptocúrtico — Figura IV.25.

Com teores relativamente inferiores aos observados nos *SFp* ocorre igualmente a *ANIDRITE*. Apresenta um teor médio de ~6% (*Mdn* ~5%), com mínimo e máximo inferiores, respectivamente ~3% e ~13%. Das amostras colhidas, ¼ apresentam teores inferiores a ~4% (*P*₂₅) e ¾ teores inferiores a ~7% (*P*₇₅). A variabilidade dos teores da *An* é pequena, sendo os valores de *Dpd* e *Mad* de ~2% e ~1%, respectivamente. O coeficiente de assimetria positivo (*Ca* 1,2), que reflecte uma curva de distribuição assimétrica à direita, dá a indicação de que os teores mais frequentes são inferiores a ~5% (*Mdn*). Verifica-se, por outro lado, a ligeira tendência para os teores se concentrarem em torno dos ~6% (*M*), tal como foi observado nos *SFp* — Figura IV.26.

A *CALCITE* regista um incremento significativo dos *SFp* para os *SB*. Apresenta um teor médio de ~5% (*Mdn* ~4%), com teor máximo de ~16% (*Min* 0%), superior ao registado nos *SFp*. Meta-de das amostras colhidas apresentam teores de *Ca* no intervalo ~2% (*P*₂₅) a ~5% (*P*₇₅), intervalo claramente mais amplo que o correspondente aos *SFp*. Acompanhando o aumento da sua abundância nos *SB*, o coeficiente de assimetria apresenta um valor inferior (*Ca* 1,3), revelando a tendência para os teores de carácter modal convergirem com as das medidas de tendência central. A

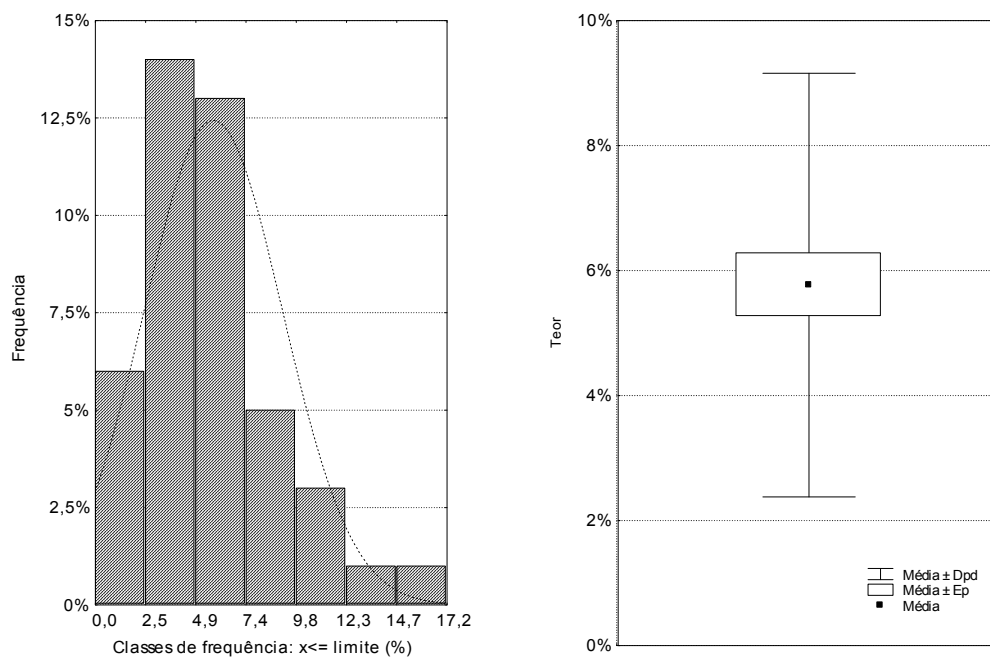


Figura IV.25 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da opala.

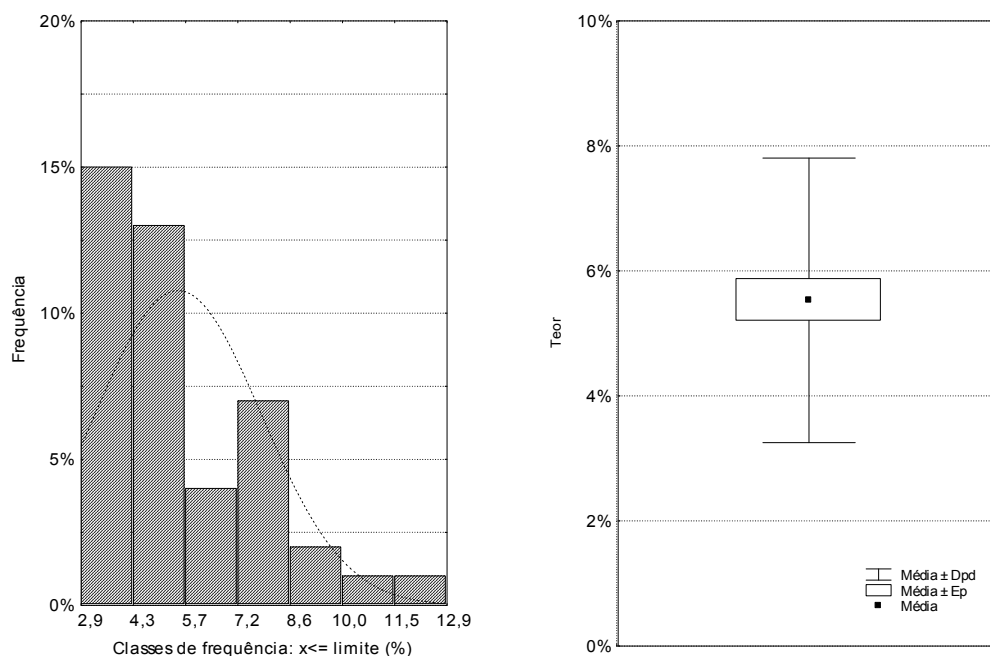


Figura IV.26 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da anidrite.

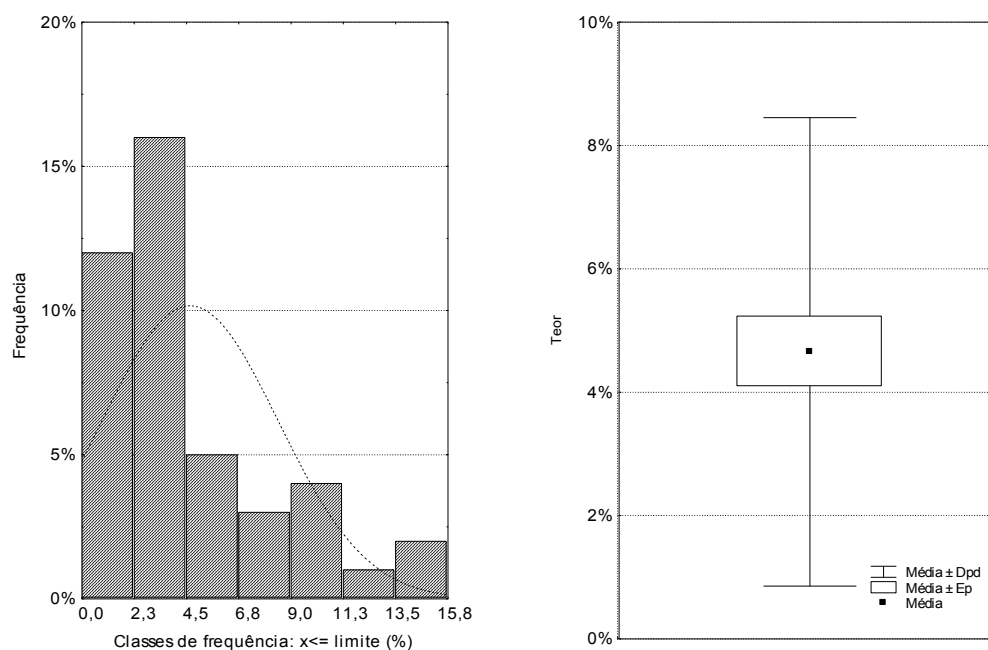


Figura IV.27 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da calcite.

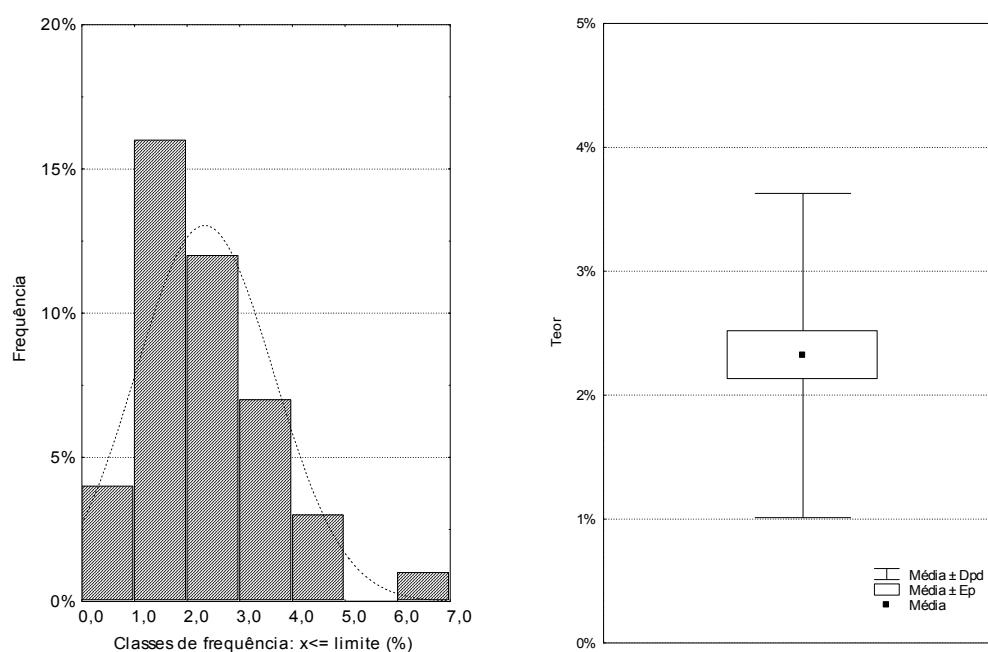


Figura IV.28 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da dolomite.

variabilidade sofre igualmente um incremento, apresentando um desvio padrão de $\sim 4\%$ e Mad de $\sim 2\%$, que é acompanhado pela significativa diminuição do coeficiente de curtose (Cc 1,4), que aponta para uma evolução mesocúrtica da curva de frequência — Figura IV.27.

A **DOLOMITE** surge com o mesmo nível de teores que os registados nos *SFp*. O valor médio é de $\sim 2\%$ ($Mdn \sim 2\%$) e o teor máximo é de 7% (Min 0%). Das amostras colhidas, $\frac{1}{4}$ apresenta teores inferiores a $\sim 1\%$ (P_{25}) e $\frac{3}{4}$ inferiores a $\sim 3\%$ (P_{75}). O coeficiente de assimetria mais elevado (Ca 1,3), que configura uma curva de distribuição assimétrica à direita, dá a indicação da tendência para os teores de *D* mais frequentes nos *SB* sejam inferiores a $\sim 2\%$ (Mdn). O Dpd e Mad são similares ($\sim 1\%$), o que aproxima a variabilidade dos teores nos *SB* da registada nos *SFp*. Concomitantemente obteve-se um coeficiente de curtose mais elevado (Cc 2,7), que dá a indicação de uma curva com perfil de tendência leptocúrtica — Figura IV.28.

A **PIRITE**, **SIDERITE** e **ZEÓLITOS** mantêm a características traço, visto os teores de ocorrência serem $\leq 2\%$, estando ausentes num número significativo de amostras ($\frac{1}{4}$) — Tabela IV.5. A *Py* e a *Sy* apresentam máximos com a mesma ordem de grandeza, respectivamente $\sim 3\%$ e $\sim 2\%$. Ambos os minerais ocorrem em $\frac{3}{4}$ das amostras com teores inferiores a $\sim 1\%$ e com o mesmo nível de variabilidade ($Dpd \sim 1\%$; Mad 0%). Os elevados coeficientes de assimetria, com os *Ze* a apresentar o mais elevado (Ca 2,2), dão a indicação de que se encontram ausentes na maioria

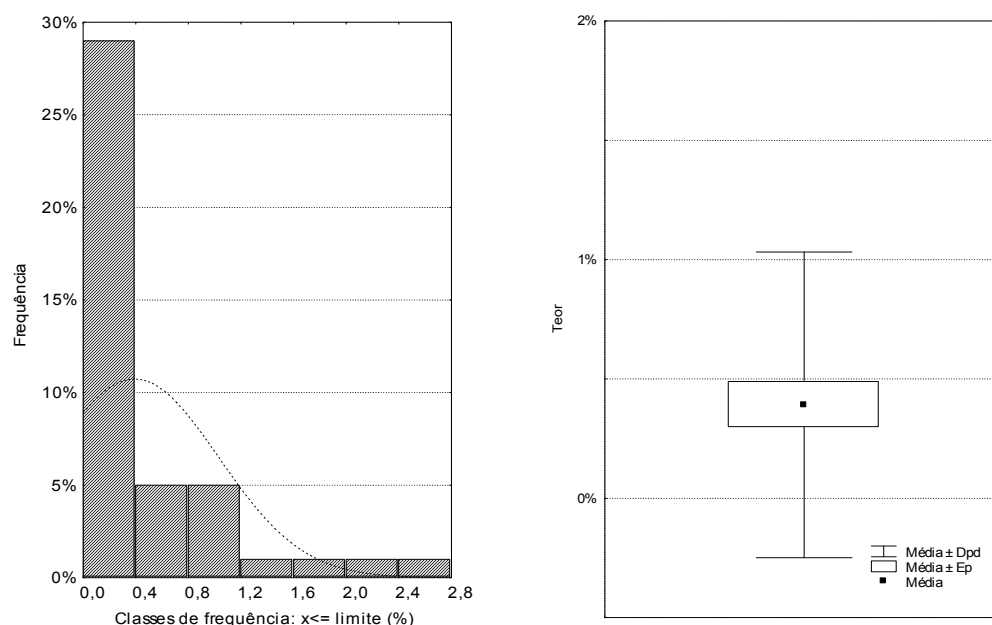


Figura IV.30 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da piritite.

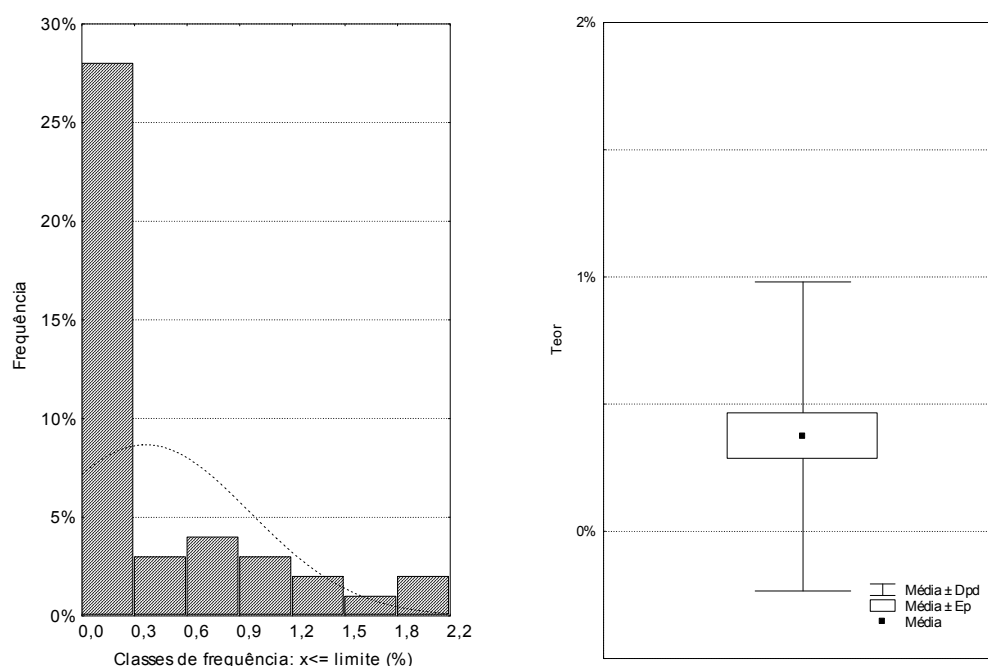


Figura IV.31 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da siderite.

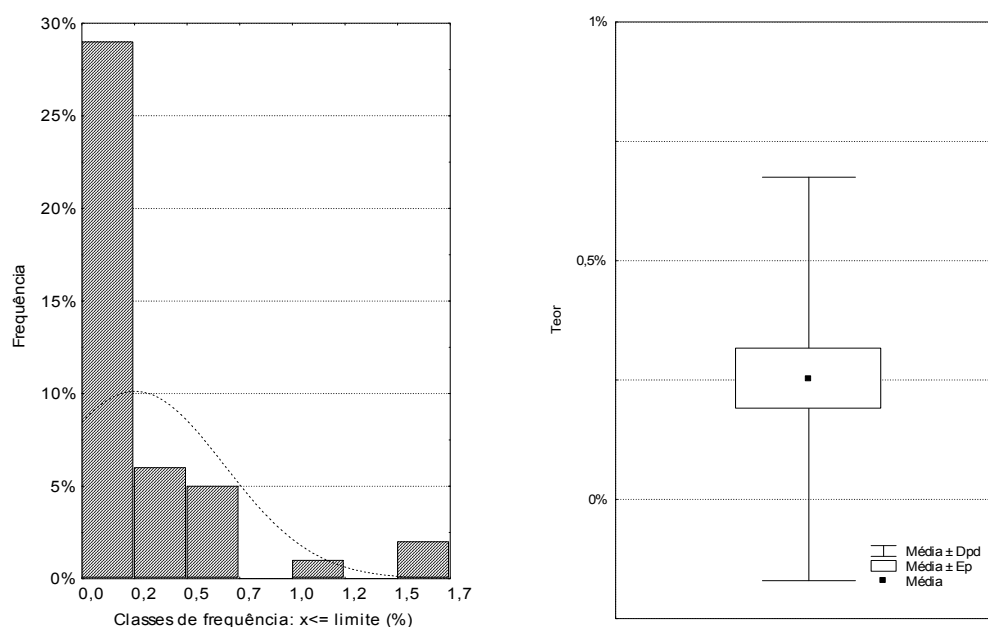


Figura IV.29 —Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos zeólitos.

das amostras – $M \leq Mdn$. Os elevados coeficientes de curtose (ex.: *Ze* com *Cc* 5) apontam, tal como a variabilidade (*Dpd* 0,4) e o coeficiente de assimetria (*Ca* ~2), para a tendência dos teores mais frequentes se concentrarem em torno do teor modal, como é próprio dos minerais de registro traço — Figuras IV.30 a IV.32.

Procedendo à análise dos coeficientes de *Spearman*, com o intuito de averiguar as relações de abundância entre os minerais identificados na fracção <63µm, verificando-se a diluição da maioria das correlações positivas identificadas nos *SFp*, como seja a correlação dos filossilicatos com a *Sy* e *An* que passam de fortes para moderadas, entre a *Ca* e a *D*, que passa de moderada no *SFp* extinguindo-se nos *SB*, a perenidade de outras, como sucede com a correlação moderada entre *Fk* e a *P* ($R_s = 0,45$), e o surgimento de outras, igualmente moderadas, entre os *filossilicatos* e o *Fk* ($R_s = 0,55$) e a *P* ($R_s = 0,52$) e entre a *Ca* e a *Sy* ($R_s = -0,51$) — Tabela IV.6.

Tabela IV.6 - Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* (R_s) entre os minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de berma dos teores *log-ratio* transformados: $\log(X/Qz)$. A sublinhado os coeficientes de correlação (moderados) com nível de significância de $p \leq 0,05$.

	<i>Filos</i>	<i>Qz</i>	<i>Fk</i>	<i>P</i>	<i>Op</i>	<i>Ze</i>	<i>Ca</i>	<i>D</i>	<i>Sy</i>	<i>Py</i>	<i>An</i>
<i>Filos</i>	1	-	<u>0,55</u>	<u>0,52</u>	0,16	<u>0,51</u>	-0,10	0,07	<u>0,48</u>	<u>0,51</u>	<u>0,51</u>
<i>Qz</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fk</i>	-	-	1	<u>0,45</u>	0,24	0,15	0,01	0,27	0,19	0,21	0,26
<i>P</i>	-	-	-	1	0,09	0,23	0,07	-0,04	0,13	0,30	0,06
<i>Op</i>	-	-	-	-	1	-0,09	-0,17	0,09	-0,16	-0,02	0,18
<i>Ze</i>	-	-	-	-	-	1	0,30	-0,13	0,20	0,46	<u>0,54</u>
<i>Ca</i>	-	-	-	-	-	-	1	-0,01	<u>-0,51</u>	-0,08	0,06
<i>D</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	0,16	0,28	0,23
<i>Sy</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-0,14	0,40
<i>Py</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,27
<i>An</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1

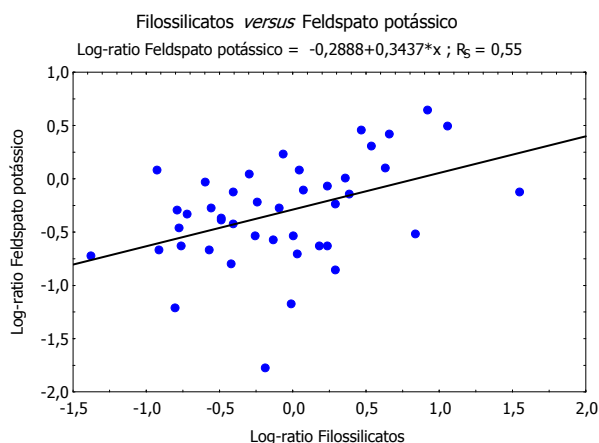


Figura IV.32 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos filossilicatos *versus* feldspato potássico. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

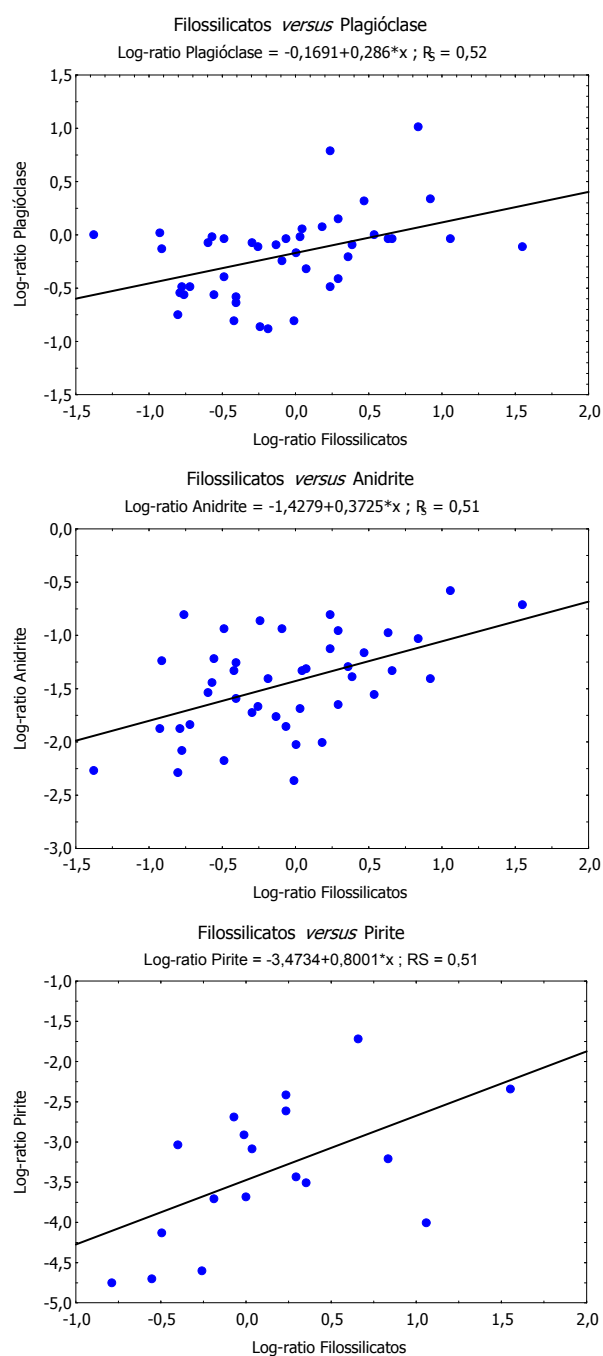


Figura IV.33 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos filossilicatos *versus* plagioclase, filossilicatos *versus* anidrite, filossilicatos *versus* pirite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

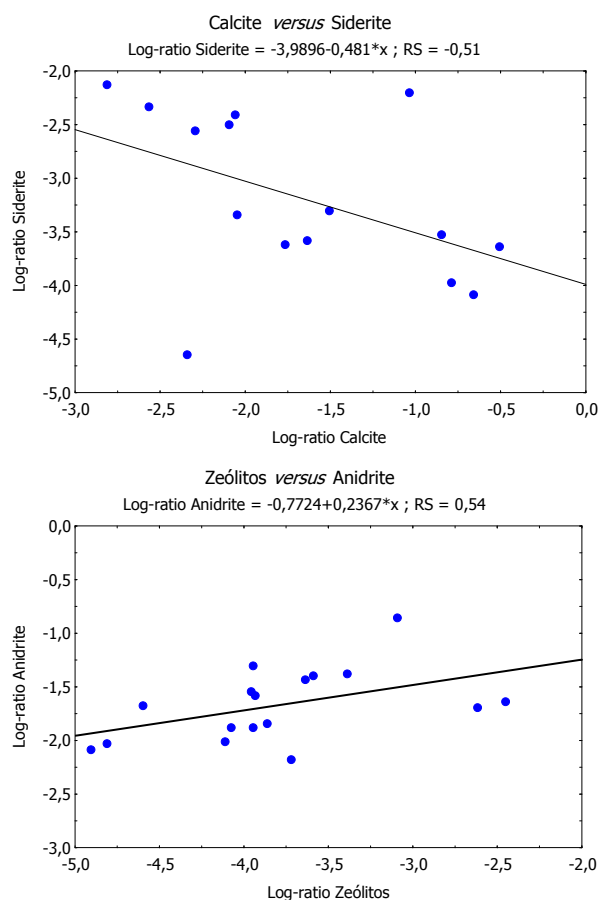


Figura IV.34 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos zeólitos *versus* anidrite e calcite *versus* siderite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A continuação, recta de regressão.

Sedimentos de Duna (SD)

O cortejo mineralógico identificado nos depósitos de duna corresponde ao observado nos depósitos sedimentares de face de praia e berma.

O *QUARTZO* continua a ser o mineral mais abundante na fracção $<63\mu\text{m}$. Apresenta um teor médio próximo do observado nos *SFp* de $\sim 21\%$ ($Mdn \sim 21\%$), com máximos e mínimos de $\sim 30\%$ e 13% , respectivamente — Tabela IV.7. Das amostras colhidas $\frac{1}{4}$ apresentam teores de *Qz* inferiores a $\sim 20\%$ (P_{25}), e $\frac{3}{4}$ inferiores a $\sim 24\%$ (P_{75}). Verifica-se uma ligeira redução na dispersão dos teores, com um desvio padrão de $\sim 4\%$ ($Mad \sim 3\%$). O carácter simétrico da curva de frequência de distribuição ($Ca -0,22$) indica convergência entre os valores das medidas de tendência central, corroborado no coeficiente de curtose ($Cc 0,01$) que aponta para que essa mesma curva apresente um perfil mesocúrtico — Figura IV.35.

Os *FILOSSILICATOS* apresentam um ligeiro incremento de representatividade, comparativamente com a observada nos *SB*, com teor médio de $\sim 21\%$ ($Mdn \sim 20\%$), e extremos ligeiramente inferiores ($Max \sim 49\%$; $Min \sim 7\%$). Metade das amostras apresentam teores entre $\sim 15\%$ (P_{25}) e

Tabela IV.8—Mineralogia da fracção < 63µm nos sedimentos de duna.

<i>Am</i>	<i>Filos</i>	<i>Qz</i>	<i>FK</i>	<i>P</i>	<i>Op</i>	<i>Ze</i>	<i>Ca</i>	<i>Do</i>	<i>Sy</i>	<i>Py</i>	<i>An</i>
<i>E011</i>	13,48	25,72	23,05	22,53	4,94	0,00	1,34	2,26	0,41	0,00	6,28
<i>E021</i> ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>E031</i>	11,58	28,14	10,28	30,74	0,00	0,00	2,59	6,39	1,30	0,00	8,98
<i>E041</i>	35,16	20,77	11,35	21,28	3,95	0,00	1,01	1,01	0,51	0,00	4,96
<i>E051</i>	16,48	26,43	14,07	24,12	9,95	0,00	1,21	1,81	0,00	0,00	5,93
<i>E061</i> ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>E071</i> ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>E081</i>	20,48	23,91	27,44	16,11	3,53	0,00	1,46	1,46	0,00	0,73	4,89
<i>E091</i>	13,90	27,70	22,80	17,80	7,90	0,00	2,00	2,00	0,00	0,00	5,90
<i>E101</i>	19,76	23,35	15,57	21,56	4,19	0,00	0,60	2,99	1,80	5,39	4,79
<i>E111</i>	29,65	22,34	18,79	18,37	4,59	0,00	0,00	2,09	0,42	0,42	3,34
<i>E121</i> ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>E131</i>	26,29	17,09	7,48	11,83	14,46	1,31	3,94	4,35	2,22	0,91	10,11
<i>E141</i>	14,88	20,51	23,27	13,28	8,08	1,17	5,21	1,17	2,02	0,00	10,41
<i>E151</i>	29,87	16,98	10,48	22,22	4,30	0,00	6,18	2,52	0,00	0,94	6,50
<i>E161</i>	29,95	20,41	10,97	15,38	7,28	1,13	2,15	2,15	1,44	1,85	7,28
<i>E171</i>	31,77	18,39	10,76	14,11	7,31	0,00	5,96	2,19	2,19	0,00	7,31
<i>E181</i>	40,75	14,72	10,06	10,06	2,77	1,13	6,54	2,77	0,00	1,51	9,69
<i>E191</i>	48,58	13,04	5,89	13,35	2,52	0,00	3,47	1,26	1,58	1,58	8,73
<i>E201</i>	19,62	23,84	14,77	12,87	8,33	2,53	4,85	3,59	1,90	0,32	7,38
<i>E211</i>	20,69	22,43	14,58	18,45	9,17	0,61	4,18	3,87	0,61	0,00	5,40
<i>E221</i>	21,79	17,09	19,22	17,99	7,37	0,89	5,25	1,12	0,67	1,23	7,37
<i>E231</i>	26,97	20,51	15,45	20,30	4,04	0,51	4,24	1,92	0,00	0,51	5,56
<i>E241</i>	23,21	20,89	12,51	15,14	5,65	0,50	15,14	3,13	0,00	0,00	3,83
<i>E251</i>	18,71	23,24	19,01	21,13	5,53	0,00	3,62	1,61	3,12	0,40	3,62
<i>E261</i>	21,35	29,94	21,46	12,88	5,04	0,43	5,04	0,97	0,00	0,00	2,90
<i>E271</i>	23,65	13,15	16,11	18,25	4,28	0,00	17,53	2,14	1,12	0,00	3,77
<i>E281</i>	24,27	13,29	17,42	31,32	2,62	0,00	8,06	1,51	0,00	0,00	1,51
<i>E291</i>	21,49	22,79	18,47	16,27	3,31	0,00	7,73	3,61	0,80	0,30	5,22
<i>E301</i>	18,98	25,38	10,71	16,07	6,52	0,58	14,44	2,56	0,00	0,00	4,77
<i>E311</i>	17,81	19,58	15,60	19,58	8,08	0,22	11,28	4,31	0,00	0,00	3,54
<i>E321</i>	19,14	19,54	27,25	20,54	2,51	0,70	4,41	1,20	0,00	0,00	4,71
<i>E331</i>	11,43	22,07	28,79	18,36	3,61	1,00	8,32	2,41	0,00	0,00	4,01
<i>E341</i>	7,39	25,77	19,68	21,78	7,89	0,00	4,80	4,40	0,00	2,60	5,69
<i>E351</i>	17,97	20,48	27,61	17,47	5,52	0,60	4,22	1,71	0,00	0,40	4,02
<i>E361</i>	12,92	19,78	27,04	15,34	11,10	0,91	6,36	2,12	0,71	0,00	3,73
<i>E371</i>	10,63	20,16	33,00	22,07	3,91	0,50	3,61	2,21	0,50	0,00	3,41
<i>E381</i>	19,34	24,87	18,32	16,27	6,65	0,72	4,81	2,05	0,31	0,31	6,35
<i>E391</i>	10,64	21,71	24,12	21,05	4,93	0,44	8,55	2,85	0,00	0,00	5,70
<i>E401</i>	22,50	20,59	16,75	17,86	6,86	0,30	6,86	3,03	0,00	0,00	5,25
<i>E411</i>	21,61	23,65	27,12	13,86	4,28	0,71	3,57	1,22	0,00	0,00	3,98
<i>E421</i>	10,21	23,42	29,03	25,93	3,90	0,40	1,60	1,40	0,00	0,00	4,10
<i>E431</i>	14,89	23,38	20,08	26,07	4,30	0,20	2,50	3,20	0,00	0,00	5,39
<i>E441</i>	22,71	18,59	29,95	13,87	4,02	0,60	3,42	2,11	0,00	0,00	4,72
<i>E451</i>	13,25	18,63	28,26	21,22	6,31	0,52	4,66	2,38	0,00	0,52	4,24

Legenda: *Filos* - filossilicatos; *Qz* - quartzo; *Fk* - feldspato potássico; *P* - plagioclase; *Op* - opala C/Ct; *Ze* - zeólitos; *Ca* - calcite; *D* - dolomite; *Sy* - siderite; *Py* - pirite; *An* - anidrite.

NOTA: 1) Variáveis não quantificadas por ausência da unidade morfológica no perfil de praia.

Tabela IV.7 - Estatística descritiva dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de duna.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>Qz</i>	21,3	20,9	s/ Md	-	13,0	29,9	19,5	23,6	2,5	4,0	-0,2	0,0
<i>Fk</i>	18,9	18,5	s/ Md	-	5,9	33,0	14,1	24,1	5,6	7,0	0,2	-1,0
<i>Filos</i>	20,9	19,8	s/ Md	-	7,4	48,6	14,9	23,6	4,9	8,4	1,1	2,0
<i>P</i>	18,7	18,2	s/ Md	-	10,1	31,3	15,3	21,3	3,0	4,8	0,7	0,6
<i>An</i>	5,5	5,2	s/ Md	-	1,5	10,4	4,0	6,3	1,2	2,0	0,8	0,4
<i>Op</i>	5,6	4,9	4,3	2,0	0,0	14,5	4,0	7,3	1,6	2,7	0,9	1,8
<i>Ca</i>	5,2	4,4	s/ Md	-	0,0	17,5	2,6	6,4	1,9	3,9	1,5	2,7
<i>D</i>	2,4	2,2	s/ Md	-	1,0	6,4	1,6	3,0	0,7	1,1	1,3	2,5
<i>Ze</i>	0,5	0,4	0,0	16,0	0,0	2,5	0,0	0,7	0,4	0,5	1,7	4,8
<i>Py</i>	0,5	0,0	0,0	24,0	0,0	5,4	0,0	0,5	0,0	1,0	3,5	14,9
<i>Sy</i>	0,6	0,0	0,0	22,0	0,0	3,1	0,0	0,8	0,0	0,8	1,4	1,2

M - média; *Mdn* - mediana; *Md* - moda; *Fmd* - frequência da moda; *Min* - mínimo; *Max* - máximo; *P₂₅* - percentil 25; *P₇₅* - percentil 75; *Mad* - mediana dos desvios à mediana; *Dpd* - desvio padrão; *Ca* - coeficiente de assimetria; *Cc* - coeficiente de curtose.

~24% (*P₇₅*). Esta similaridade com os *SB* é igualmente verificável na variabilidade dos teores, com *Dpd* de ~8% (*Mad* de 5%). A assimetria para a direita da curva de frequência de distribuição (*Ca* 1,14) e a tendência leptocúrtica da mesma (*Cc* 2,02) indiciam, à semelhança do observado nos *SB*, que os teores de carácter modal são inferiores à mediana e tendem, simultaneamente, a centrar-se em torno do valor médio, como decorre da respectiva interpretação — Figura IV.36.

Tal como os *FILOSSILICATOS*, o *FELDSPATO POTÁSSICO* exibe nos *SD* um teor relativo ligeiramente superior ao observado nos *SB*, incremento acompanhado pela diminuição dos teores relativos do *Qz* e dos *filossilicatos*. O teor médio é de ~20% (*Mdn* ~18%), com mínimo de ~6% e máximo de 33%. A interpretação do coeficiente de assimetria (*Ca* 0,16) indica proximidade entre os valores respeitantes às medidas de tendência central. Metade das amostras [*P₂₅* — *P₇₅*] variam o teor em *filossilicatos* entre ~14% e ~27%, respectivamente, intervalo cuja amplitude excede a observada nos *SB*. O desvio padrão de ~7% (*Mad* 6%) confirma esses resultados, apontando o coeficiente de curtose (*Cc* -0,97) para uma menor concentração dos teores em torno do teor médio — Figura IV.37.

Apesar de o teor médio da *PLAGIOCLASE* nos *SD* ser igual ao verificado nos *SB* (*M* ~19%; *Mdn* ~18%) perde posição relativamente ao *Fk*. O teor mínimo é similar (*Min* ~10%), sendo o teor máximo ligeiramente superior (*Max* ~35%). Os *P₂₅* e *P₇₅* apontam para que os teores de metade das amostras colhidas variem entre ~15% e ~21%. O coeficiente de assimetria positivo

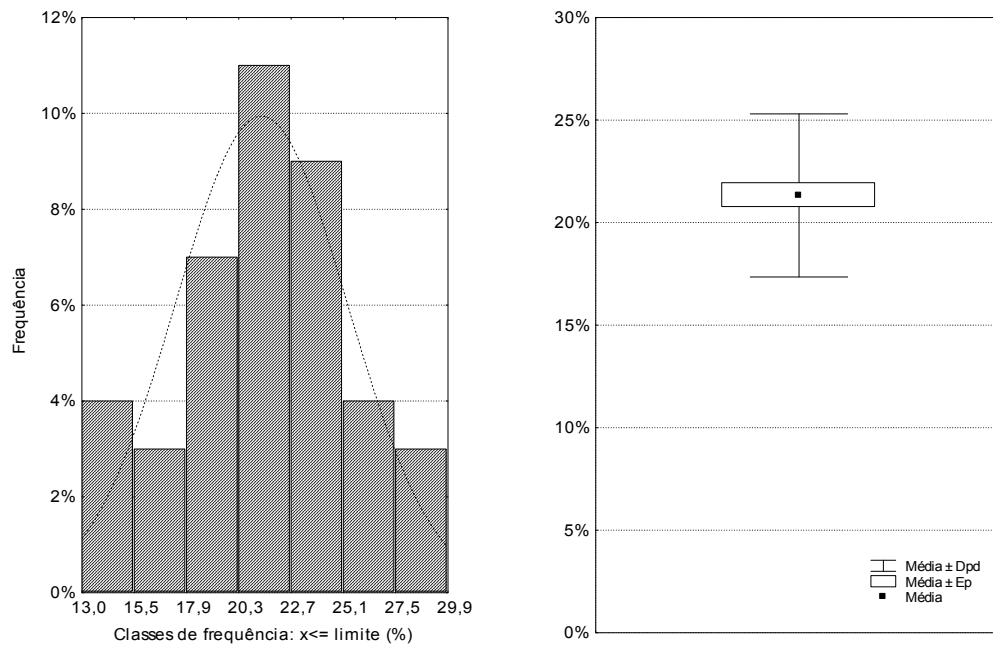


Figura IV.35 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-whiskers" (Caixa de bigodes) do quartzo.

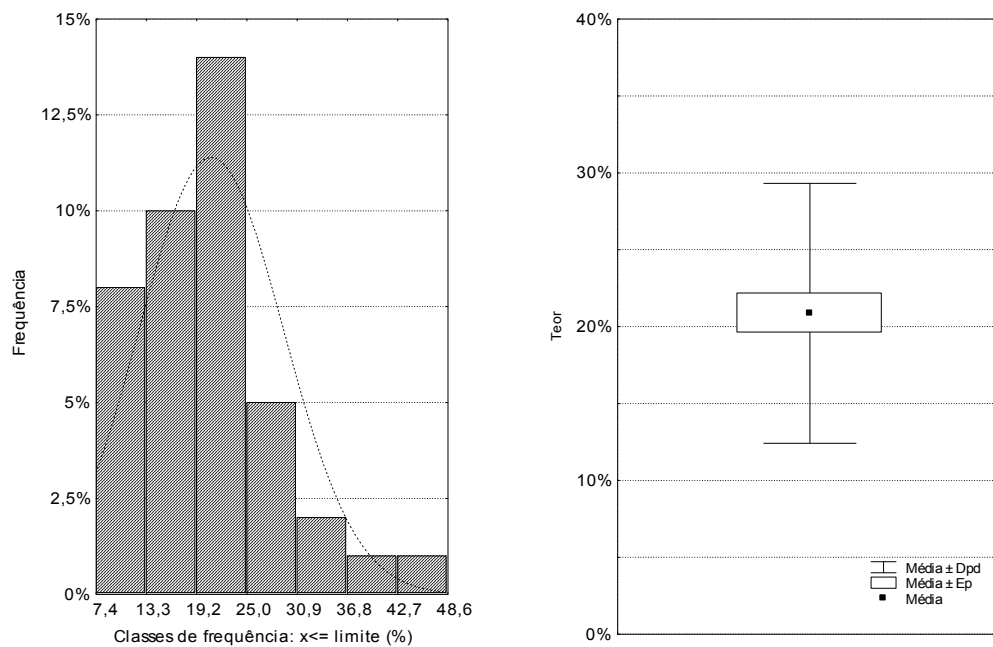


Figura IV.36 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos filossilicatos.

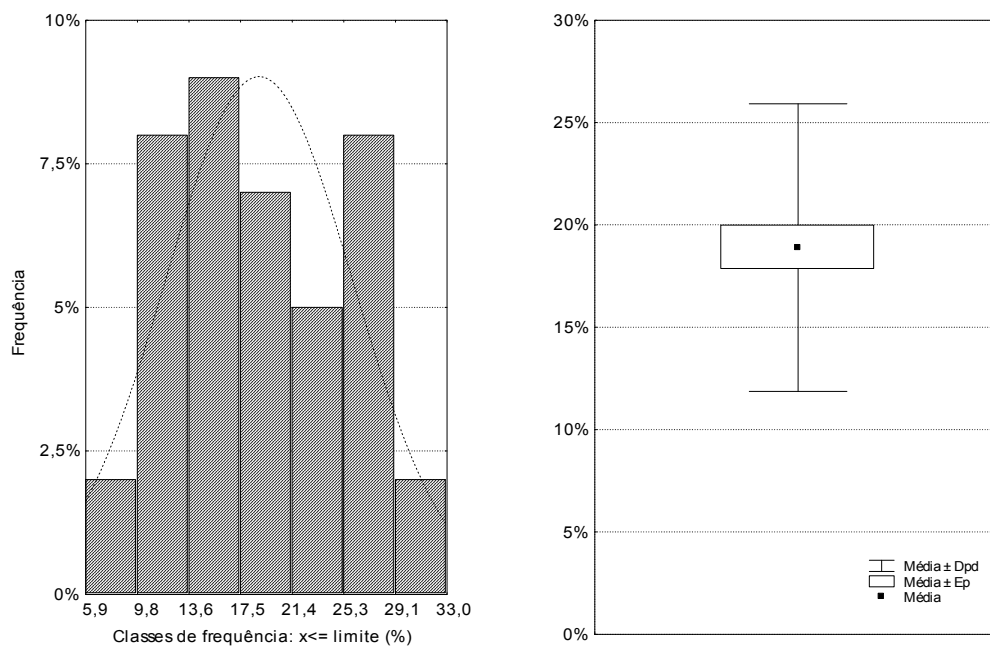


Figura IV.37 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) do feldspato potássico.

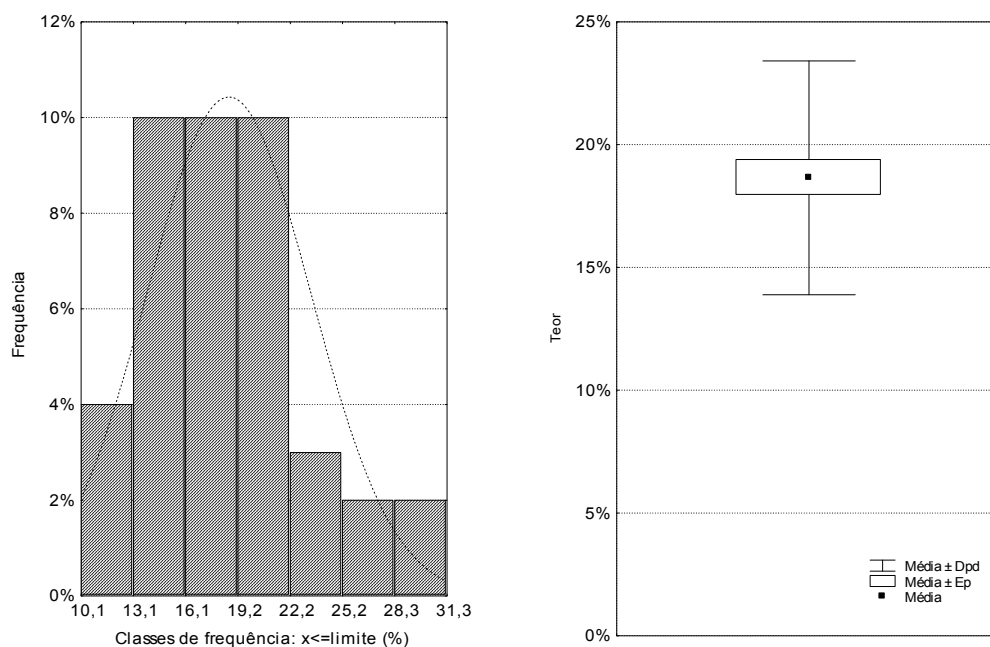


Figura IV.38 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da plagioclase.

(*Ca* 0,71) permite concluir que a curva de frequência de distribuição tende para uma configuração simétrica e indicam convergência entre as medidas de tendência central. O valor do desvio padrão de ~5% (*Mad* 3%) aponta para uma ligeira diminuição da variabilidade dos teores, dando o coeficiente de curtose (*Cc* 1,4) a indicação de uma tendência de concentração dos teores na zona central da curva de distribuição (teor médio) — Figura IV.38.

Os minerais aloquímicos e ortoquímicos mais representativos, *Op*, *An*, *Ca* e *D*, apresentam patamares de abundância sensivelmente idênticos aos observados nos *SB*.

A *OPALA c/CT* mantém a posição de mineral químico mais representativo, com teor médio de ~6% (*Mdn* ~5%) — Tabela IV.7. Encontra-se ausente em algumas das amostras e apresenta teor máximo de ~15%. Das amostras colhidas ¼ apresentam teores inferiores a 4% (*P*₂₅) e ¾ inferiores a ~7% (*P*₇₅). O coeficiente de assimetria (*Ca* 0,94), inferior ao registado nos *SB*, dá a indicação de que os teores de *Op* descrevem uma curva de distribuição aproximadamente simétrica, dando, assim, o sinal de convergência dos teores com maior frequência, isto é da moda, da média e mediana. A diminuição do coeficiente de curtose (*Cc* 1,83), relativamente aos *SB*, acompanha a aproximação à normalidade, dando, consequentemente, a indicação da diminuição da convergência de teores em torno do teor médio, o que não é, todavia, acompanhada pelas medidas de variabilidade (*Dpd* ~3%; *Mad* ~2%) dado os teores correspondentes serem similares aos determinados para os referidos sedimentos — Figura IV.39.

A *ANIDRITE*, tal como os restantes minerais químicos, mantém a representatividade observada nos *SB*. O teor médio é similar (*M* ~6%; *Mdn* ~5%), apresentam teor mínimo de ~2% e máximo de ~10%. O intervalo definido pelos *P*₂₅ e *P*₇₅ indica que metade das amostras apresentam teores entre 4% (*P*₂₅) e ~7% (*P*₇₅). A variabilidade é sensivelmente igual à observada nos *SB*: desvio padrão de ~2% (*Mad* ~2%). O coeficiente de assimetria inferior, à registada igualmente nos *SB*, (*Ca* 0,79) aponta para uma distribuição normal dos teores, ou seja, para a proximidade entre as medidas de tendência central, dando o coeficiente de curtose (*Cc* 0,37) a indicação de uma curva de perfil mesocúrtico, que sugere menor convergência dos teores em torno do teor médio — Figura IV.40.

Com teor médio de ~5% (*Mdn* ~4%) surge a *CALCITE*. Apesar de apresentar um máximo de ~18% verifica-se a sua ausência em algumas das amostras. Metade das amostras apresentam teores entre ~3% (*P*₂₅) e ~6% (*P*₇₅), intervalo cuja amplitude é ligeiramente superior à registada nos *SB*. Apresenta um coeficiente de assimetria superior ao registado nos *SB* (*Ca* 1,5), sustentando a tendência para os teores mais frequentes serem inferiores ~4% (*Mdn*). Apresenta uma variabilidade análoga à assinalada nos *SB* (*Dpd* ~4%; *Mad* 2%), com o coeficiente de curtose ligeiramente superior (*Cc* 2,7) a denunciar a tendência para os teores se concentrarem em torno

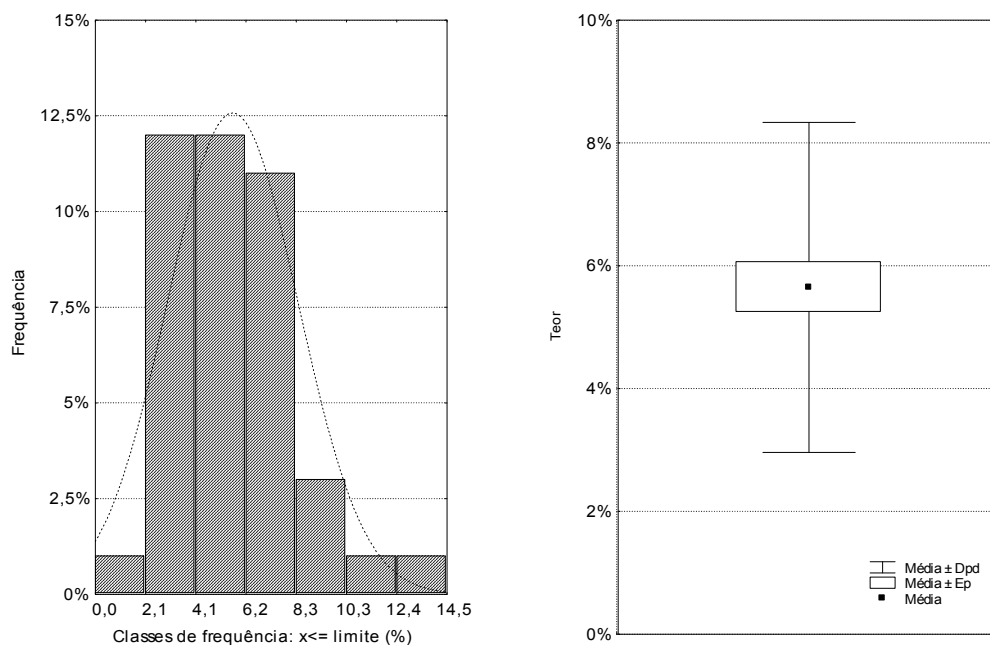


Figura IV.39 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da opala.

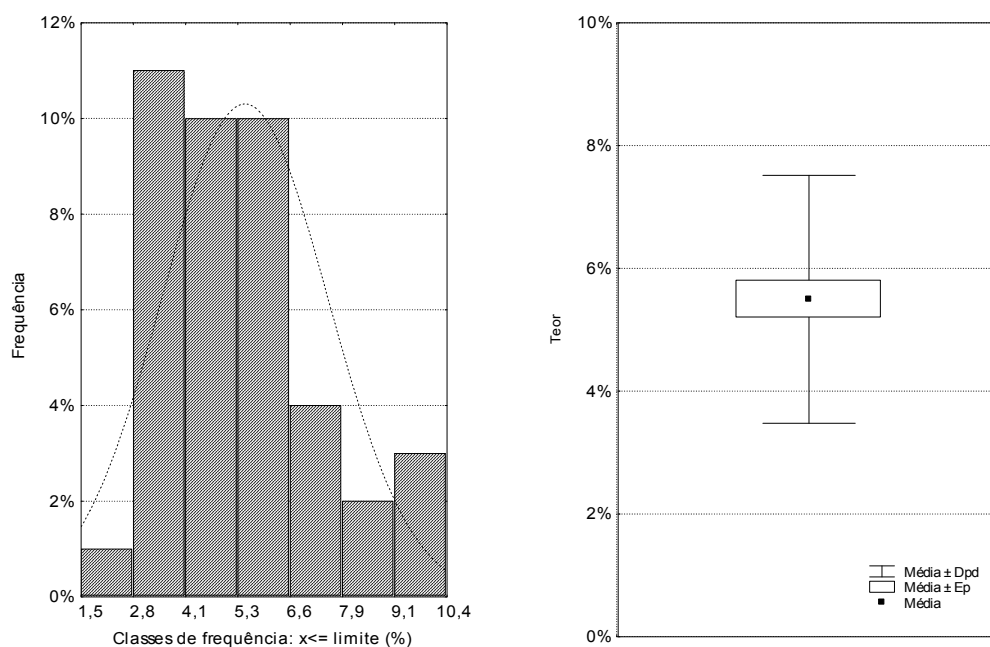


Figura IV.40 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da anidrite.

do teor médio — Figura IV.41.

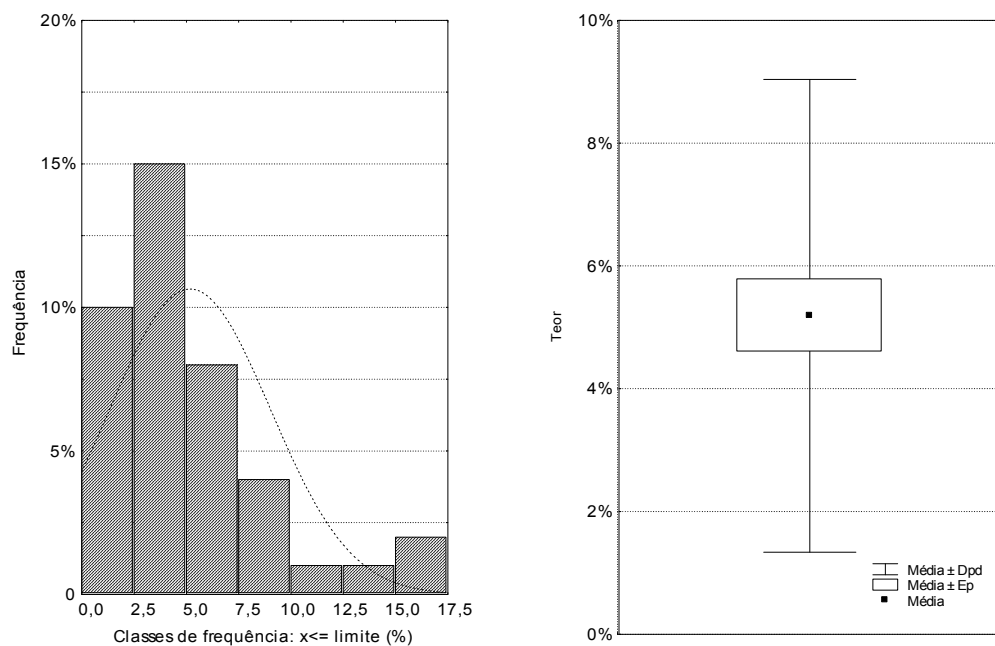


Figura IV.41 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da calcite.

O comportamento da *DOLOMITE* nos *SD* é similar ao registado nos *SB*, diferindo, no entanto, no facto de ter sido identificada em todas amostras, ainda que de forma vestigial. Na verdade, o teor mínimo registado foi de $\sim 1\%$, ante um máximo de $\sim 7\%$ e um teor médio de $\sim 2\%$ ($Mdn \sim 2\%$). Metade das amostras apresentam teores que situam num intervalo similar ao identificado para os *SB*, entre os $\sim 2\%$ (P_{25}) e os 3% (P_{75}). O coeficiente de assimetria ($Ca 1,33$) acentua, ligeiramente, a tendência, relativamente à verificada nos *SB*, para os teores mais frequentes serem inferiores $\sim 2\%$ (Mdn). Os teores de *D* apresentam um pendor mais acentuado para se concentrarem em torno do teor médio ($Cc 2,53$), com redução da variabilidade, como se conclui da interpretação do desvio padrão, com valores de $\sim 1\%$ ($Mad 0,70$) — Figura IV.42.

Os minerais químicos com presença traço, isto é, a *SIDERITE*, *PIRITE* e *ZEÓLITOS* mantêm os níveis de abundância observados não só nos *SB* como também nos *SFp*, apesar do discreto incremento observado no teor médio. Este incremento é também visível nos teores máximos que chegam a atingir os 5% (Py). Mas, tal como nos sedimentos anteriormente caracterizados, continuam todos primar pela ausência num número significativo de amostras, concretamente em $\frac{1}{4}$ ($P_{25} 0\%$). Como reflexo da reduzida abundância num elevado número de casos, a sua distribuição apresenta coeficientes de assimetria e de curtose positivos e elevados, como sucede, por exemplo, com a *Py* ($Cc 14,93$), igualmente traduzida na reduzida variabilidade.

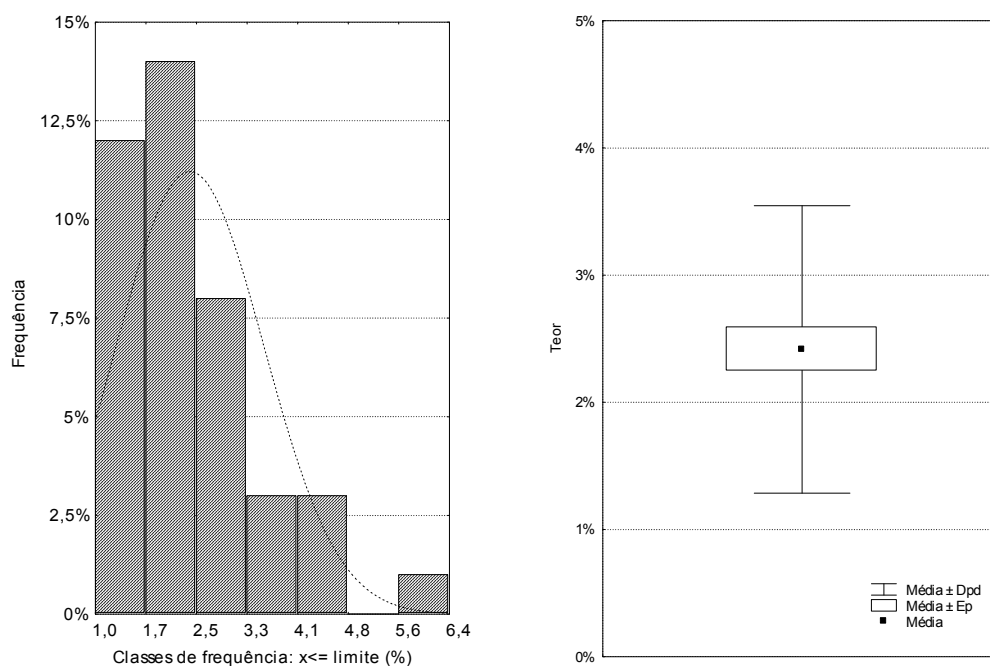


Figura IV.42 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da dolomite.

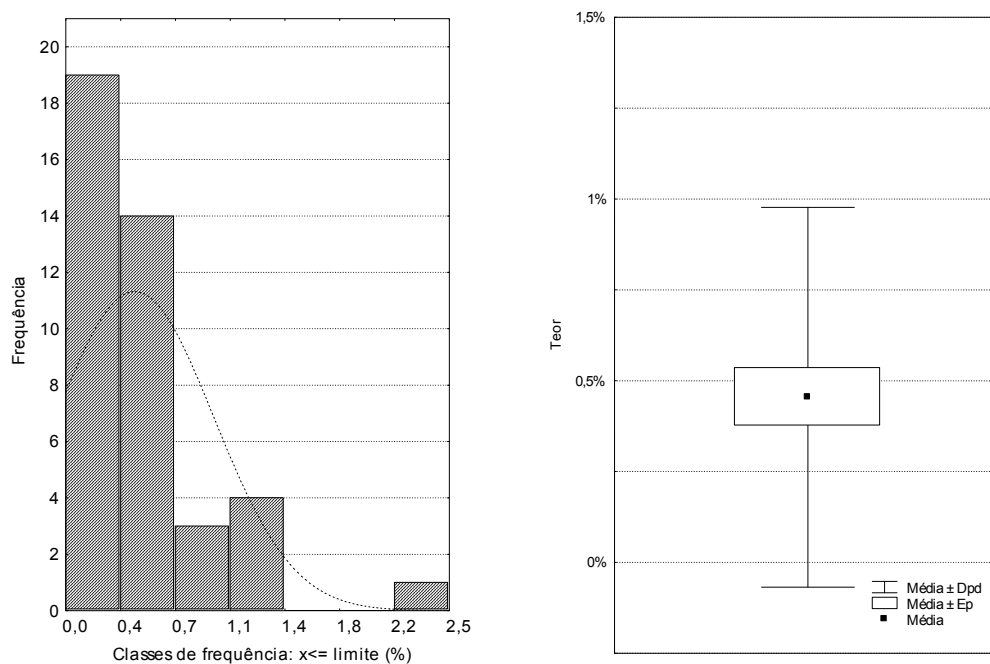


Figura IV.43 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos zeólitos.

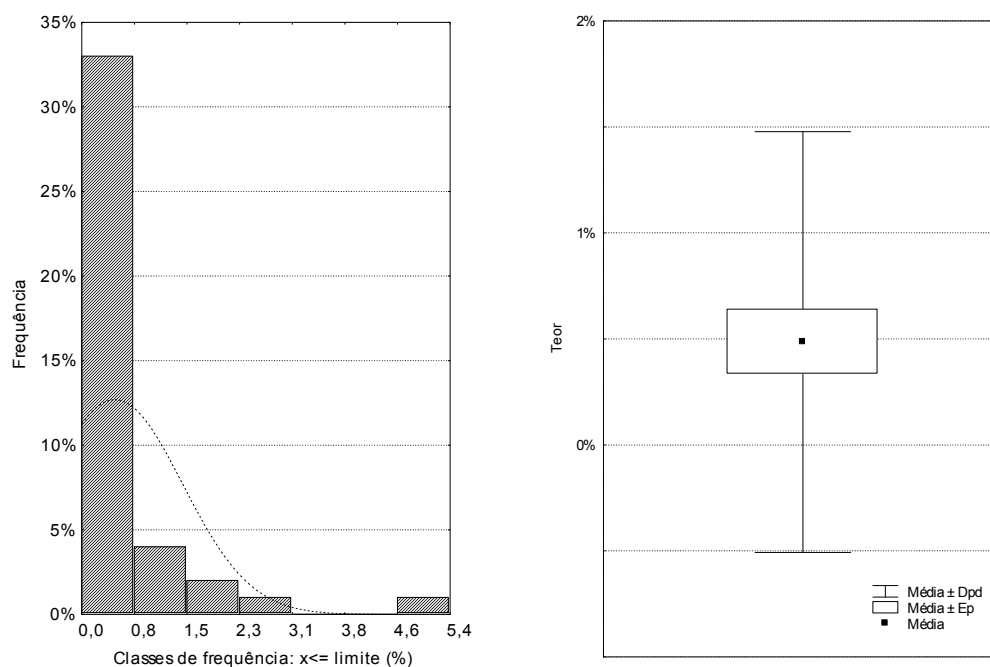


Figura IV.44 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos pirite.

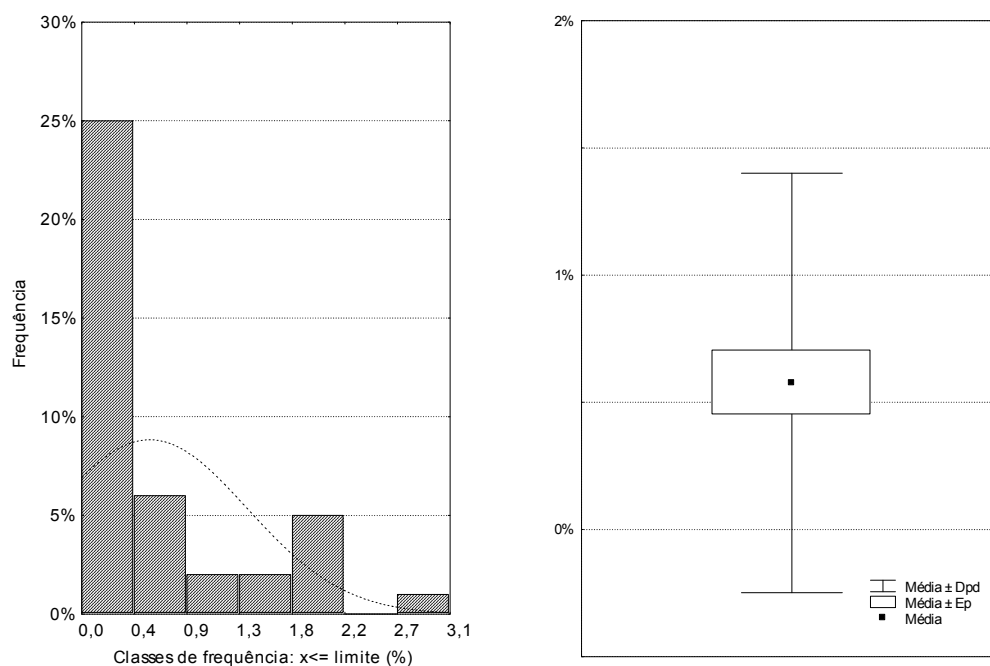


Figura IV.45 — Histograma de frequência de teores - a continuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da siderite.

Nos *SD* persistem algumas das correlações observadas entre os minerais nos *Sfp* e *SB*, nomeadamente as correlações positivas da *An* com os *Ze* ($R_s = 0,59$) e a *Sy* ($R_s = 0,48$) - Tabela IV.9.

Tabela IV.9 - Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* (R_s) entre os minerais identificados na fracção < 63µm dos sedimentos de duna - teores *log-ratio* transformados: $\log(X/Qz)$. A **negrito** os coeficientes de correlação muito fortes e a sublinhado os coeficientes de correlação fracos a moderados para um nível de significância de $p \leq 0,05$.

	<i>Filos</i>	<i>Qz</i>	<i>Fk</i>	<i>P</i>	<i>Op</i>	<i>Ze</i>	<i>Ca</i>	<i>D</i>	<i>Sy</i>	<i>Py</i>	<i>An</i>
<i>Filos</i>	1	0,00	-0,08	0,20	0,20	<u>0,46</u>	0,34	0,18	<u>0,51</u>	<u>0,53</u>	<u>0,42</u>
<i>Qz</i>	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fk</i>	-	-	1	0,23	-0,24	-0,02	0,07	-0,27	-0,28	-0,37	<u>-0,37</u>
<i>P</i>	-	-	-	1	-0,07	-0,37	0,07	0,15	-0,08	0,37	0,03
<i>Op</i>	-	-	-	-	1	0,30	0,25	<u>0,32</u>	0,33	-0,03	<u>0,33</u>
<i>Ze</i>	-	-	-	-	-	1	0,03	0,01	0,90	0,29	<u>0,59</u>
<i>Ca</i>	-	-	-	-	-	-	1	<u>0,44</u>	0,30	0,02	0,15
<i>D</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	0,22	0,27	0,29
<i>Sy</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,36	<u>0,48</u>
<i>Py</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,42
<i>An</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1

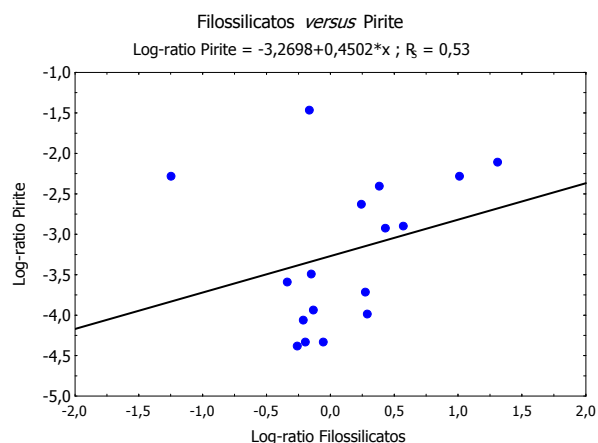
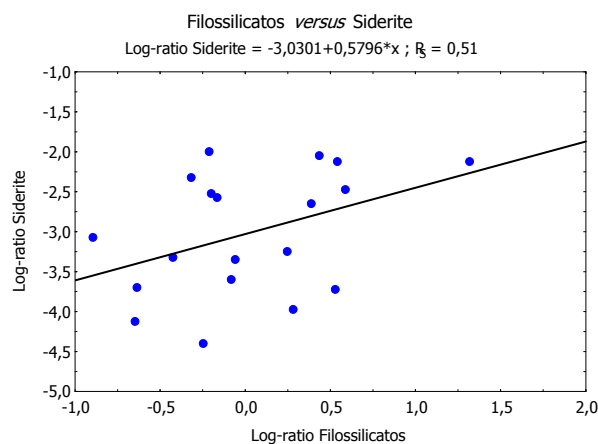


Figura IV.46 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos filossilicatos *versus* siderite e filossilicatos *versus* pirite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A contínuo, recta de regressão.

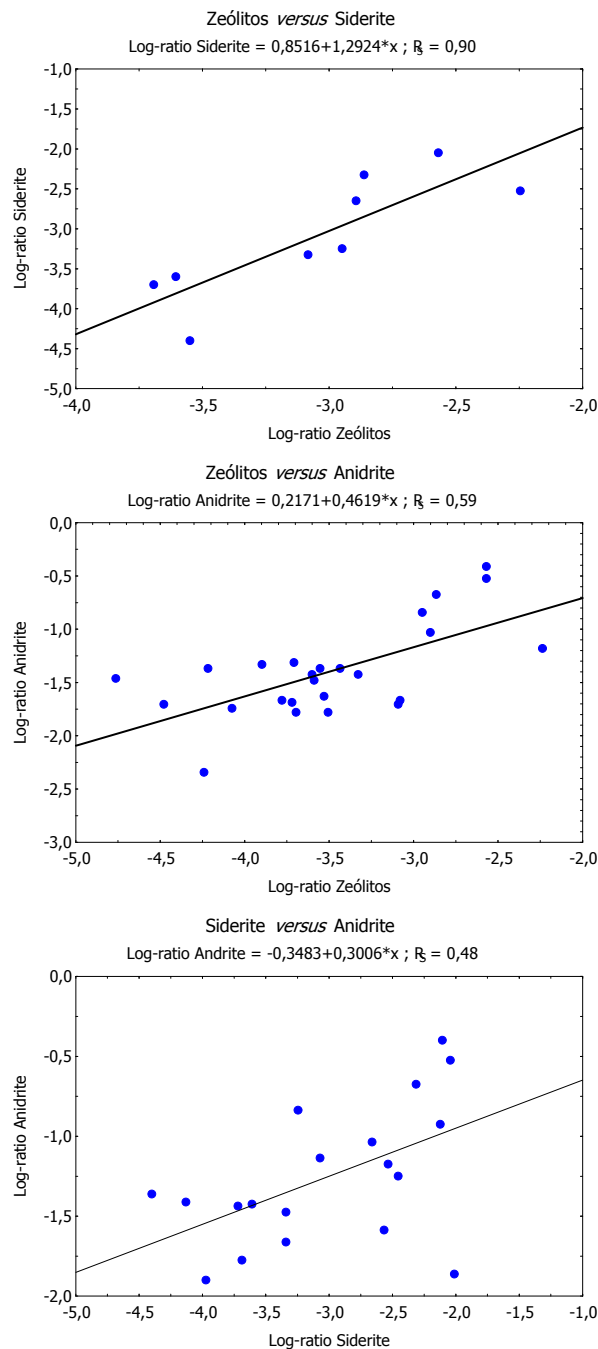


Figura IV.46 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, dos zeólitos *versus* anidrite, zeólitos *versus* siderite e siderite *versus* anidrite. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A contínuo, recta de regressão.

Análise Comparativa

A comparação da composição mineralógica da fracção $<63\mu\text{m}$ dos sedimentos atrás caracterizados, torna claro o predomínio dos minerais com proveniência detrítica terrígena, concretamente do quartzo, os filossilicatos e os feldspatos (*Fk* e *P*) sobre os minerais químicos acessórios (*Op*, *An*, *Ca* e *D*) e traço (*Py*, *Sy* e *Ze*).

Em qualquer dos ambientes estudados, face de praia, berma e duna, os minerais terrígenos

identificados apresentam teores médios entre 16% e ~23%, os minerais químicos acessórios representam ~7% e ~2% e os traço com teores $\geq 2\%$ do cortejo total, o que sugere semelhanças do cortejo mineralógico mas contrastes das proporções com que diferentes espécies contribuem para aquele cortejo. Este facto sustenta a existência de relações de proveniência entre os diferentes depósitos litorais de face de praia, berma e duna. Visto de outro modo, estes resultados são compatíveis com a existência de um trânsito sedimentar na direcção ao interior continental que conserva as características mineralógicas essenciais da fonte litoral de onde são extraídos os sedimentos, imobilizados na praia ou na duna, mas que conserva também a assinatura da litologia da fonte distal (bacias hidrográficas) de onde resultaram, directa ou indirectamente, e em primeiro lugar, os sedimentos amostrados.

As variações dos teores dos grupos mineralógicos considerados ao longo do perfil praia-duna são pouco notáveis, sendo, no entanto, possível sugerir tendência ténue para os minerais químicos (acessórios e traço) aumentarem o peso relativo no sentido das formações dunares em detrimento dos detríticos terrígenos, embora a ordem de grandeza daquelas variações seja pequena — variação máxima observada de ~2%. Não obstante, é notório o contraste nos teores em alguns dos minerais químicos da face de praia para a duna, designadamente dos zeólitos, calcite, e siderite, facto que se confirma, com significado estatístico, pela aplicação do teste *K-S* (Tabela IV.10, IV.11 e IV.12).

O *Qz* é o mineral dominante entre os detríticos terrígenos dos sedimentos amostrados, e, em associação surgem o *Fk*, a *P* e os *filossilicatos*. As diferenças de teores destes minerais ao longo do perfil praia-duna são pequenas (Figuras IV.48 e IV.49), à excepção da registada, com significado estatístico, ainda que diferente (Tabela IV.10), no *Qz* e *Fk* nos depósitos de face de praia e de berma. De facto, os resultados da aplicação do teste *K-S* (Tabela IV 2.8) permitem inferir que as distribuições populacionais do *Qz* e do *Fk* na face de praia e na berma são diferentes, implicando que as medidas de tendência central (*M* e *Mdn*) são também significativamente diferentes. Podemos, deste modo, considerar como relevante o aumento ou a diminuição do teor relativo, respectivamente, do *Fk* e do *Qz* da face de praia para a berma, que poderá, no entanto, resultar do incremento relativo dos *filossilicatos* na transição de um para outro domínio.

A *Op* e a *An* são os minerais químicos acessórios cuja proporção é mantida entre os ambientes sedimentares amostrados, sendo o teor da *Op* superado pela *An* somente no ambiente de face de praia (Figura IV.50). O teor da *Ca* excede o da *D* nos mesmos ambientes. Ressalta, contudo, o consistente incremento do teor relativo da *Ca* ao longo do perfil de praia-duna, que sugere o enriquecimento dos sedimentos neste carbonato (Figura IV.51). Como decorre da interpretação dos resultados do teste *K-S*, a distribuição da *Ca* nos *Sfp* é significativamente diferente da verificada nos *SB* e nos *SD*, levando a concluir que os teores associados às medidas de tendência

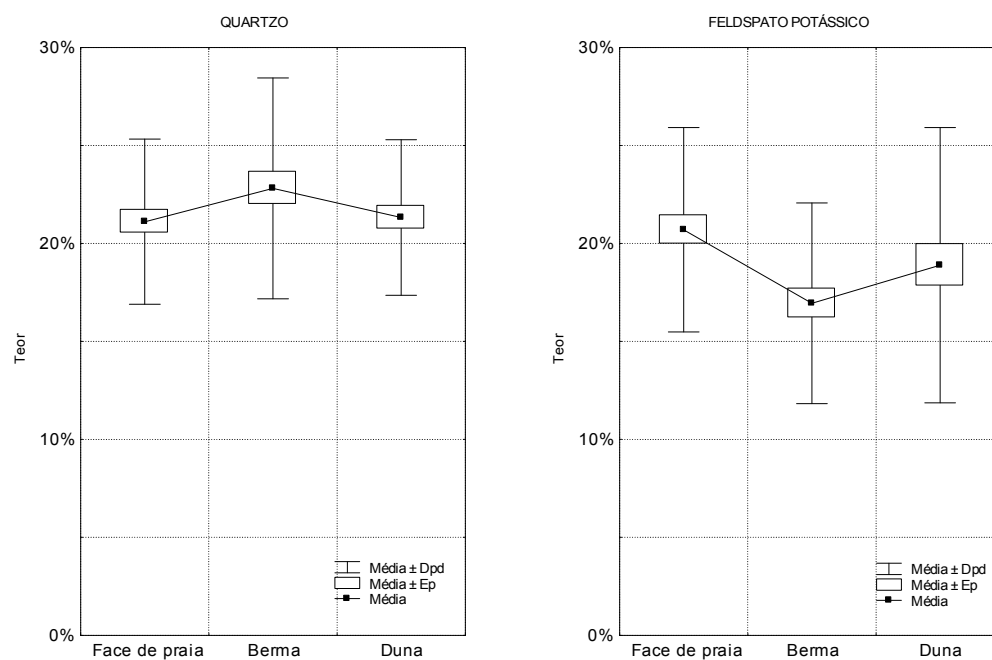


Figura IV.48 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) do quartzo e feldspato potássico.

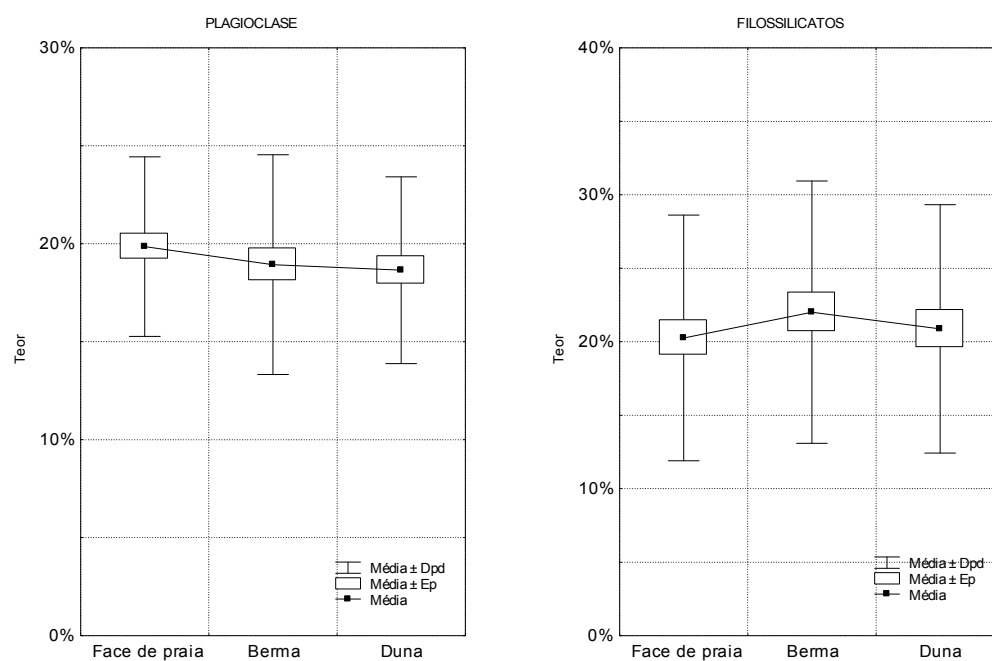


Figura IV.49 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) da plagioclase e dos filossilicatos.

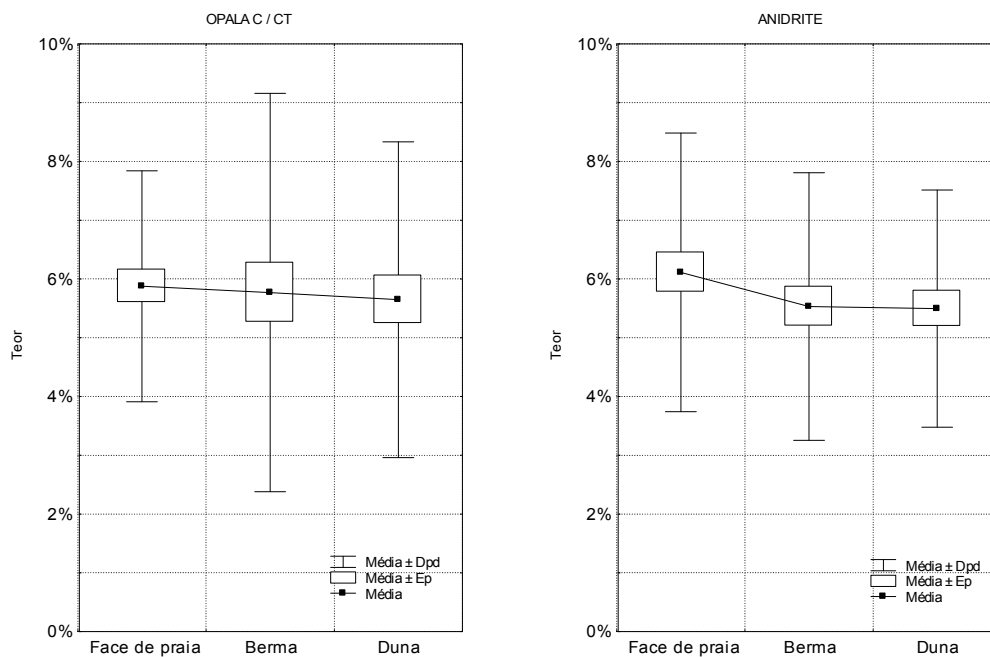


Figura IV.50 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) da opala e anidrite

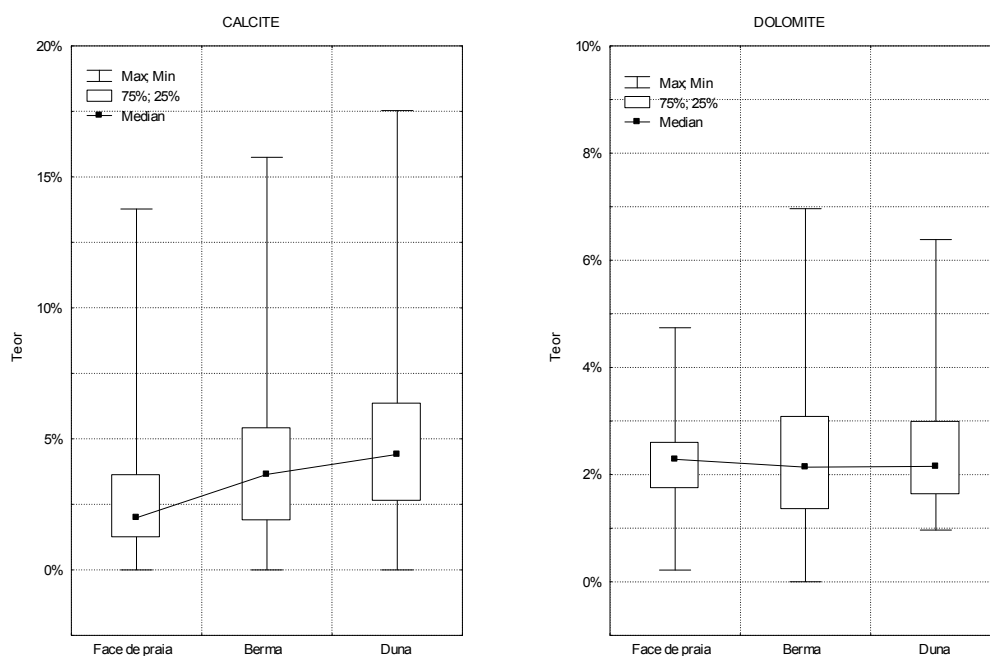


Figura IV.51 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) da calcite e dolomite.

central são, igualmente, significativamente diferentes — Tabela IV.10.

Tal como os minerais atrás analisados, os minerais químicos com presença traço (*Py*, *Sy* e os *Ze*) apresentam um registo de teores razoavelmente uniforme ao longo do perfil praia-duna, sempre inferior a 2%, com destaque para a *Sy*, por se observar uma tendência de incremento na mesma direcção. O registo persistente de elevados coeficientes de assimetria e de curtose em todos os domínios sedimentares amostrados explica-se pelo seu carácter traço, e a ocorrência localizada é explicável pela eventual proximidade da fontes supletivas localizadas. Somente os *Ze* e a *Sy* apresentam distribuições distintas nos depósitos amostrados (ex.: nos *SFp* e *SB*), como indicam os resultados do teste *K-S*, pressupondo que a diferença encontrada entre os teores médios é significativa.

Da análise dos coeficientes que traduzem a configuração da curva de distribuição dos minerais identificados nos sedimentos conclui-se que são tendencialmente elevados e positivos. Segundo Swan & Sandilands (1995) os coeficientes de assimetria positivos são frequentes em dados composicionais fechados de componentes menores, e resultam do efeito de diluição dos componentes maiores, o que parece suceder no presente caso, visto que são os minerais acessórios e traço os que apresentam os coeficientes de assimetria positivos mais elevados. Contudo, poderão igualmente ser interpretados como reflectindo a proximidade da fonte de sedimentos que se traduz na ocorrência localizada de altos teores, originando “caudas” de teores elevados na curva de distribuição.

Já coeficientes de curtose observados podem resultar da confluência nos depósitos sedimentares de distintas subpopulações com teores médios diferentes (coeficientes baixos) ou com teores médios e desvio padrão diferentes (coeficientes altos) (Swan & Sandilands, op. cit.). Essas subpopulações podem corresponder, por um lado, a fontes sedimentares e/ou litologias diferentes, se considerarmos para os depósitos litorais emersos (praia e duna) confluem sedimentos drenados inicialmente das bacias hidrográficas (Douro e Vouga), e também remobilizados dos depósitos litorais imersos, erodidos das formações dunares próximas. Podem, por outro lado, corresponder a eventos distintos, mais ou menos energéticos, de deposição sedimentar com consequências na segregação hidráulica efectuada pelas ondas sobre os sedimentos inicialmente homogéneos, determinando especiação composicional nos diferentes domínios de praia.

Comparando as correlações mineralógicas nos sedimentos amostrados, verificamos que apresentam um comportamento irregular ao longo do perfil de praia-duna — Tabela IV.15. As correlações com significado estatístico, são predominantemente positivas, com a excepção do par *Sy* / *Ca* nos sedimentos de berma (R_s -0,51). A maioria sofre diluição para terra, vindo a extinguir-se nas formações dunares, como sucede nos casos dos *filossilicatos* com a *Sy* e *An* e *P* com os

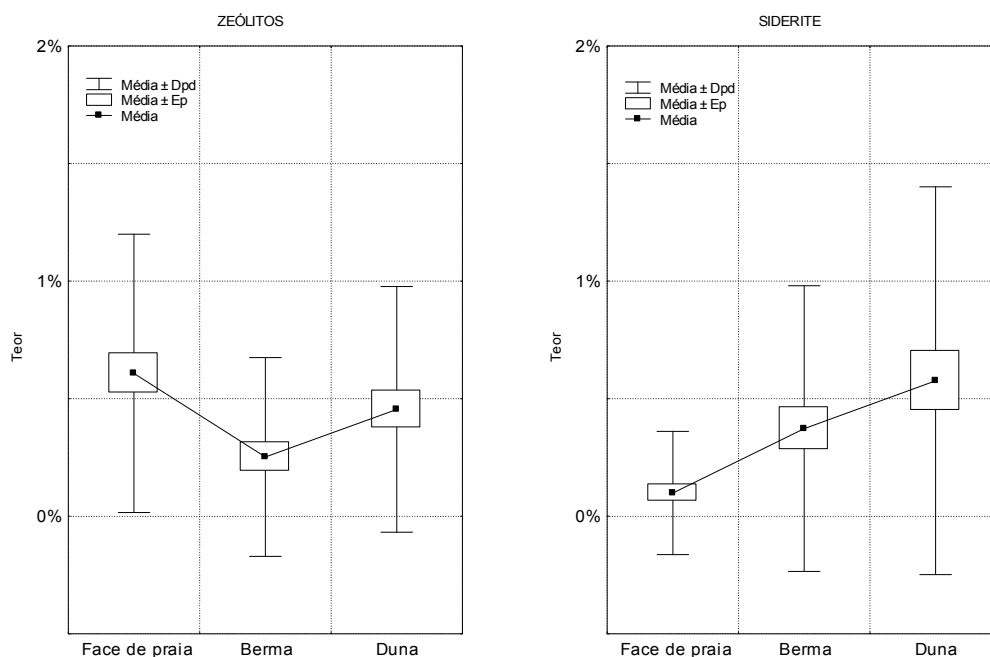


Figura IV.52 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) dos zeólitos e siderite.

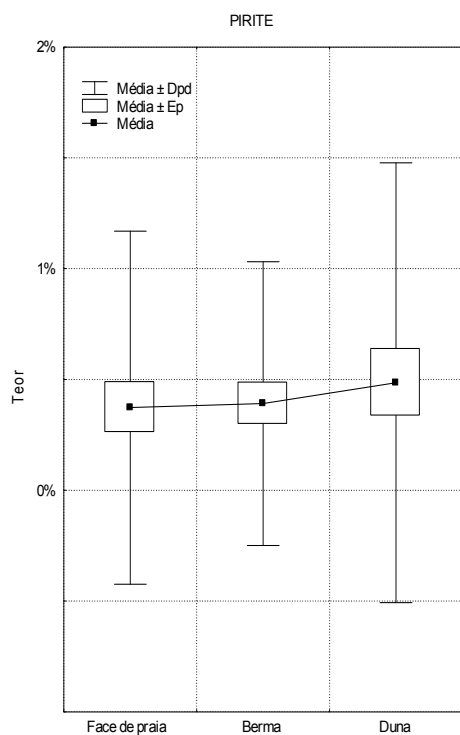


Figura IV.53 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) da pirite.

Fk. Ocorrem, no entanto, excepções, como sucede com a *An* que, ao nível dos *Sfp*, não mostra com os *Ze* correlação, mas que vem, contudo, a verificar-se nos *SB* e *SD* com coeficiente positivo (R_s) de 0,54 e 0,59, respectivamente.

A observação nos sedimentos amostrados de correlações comuns em diversos ambientes reforça a conclusão da existência de intercâmbios sedimentares ao longo do perfil de praia-duna, indicadas pelos estatísticos descritivos, mantendo-se a herança das características mineralógicas e abundâncias relativas no depositário mais distante. No entanto, a diluição e o reforço de algumas das correlações identificadas poderá corresponder à introdução de especificidades próprias que possibilitam a aquisição de alguma identidade própria.

As associações mineralógicas reveladas pelos Coeficientes de Correlação de *Spearman* e a tendência para se diluírem com a distância fonte é interpretada como reflexo da multiproveniência dos sedimentos. Assim, o registo de correlações entre os filossilicatos e os feldspatos e entre estes (*FK* e *P*) e a ocorrência somente em alguns dos depósitos amostrados (face de praia e berma) apontam, por um lado, para uma fonte de proveniência distal, que relacionamos com as bacias do Douro e do Vouga. Já a persistente correlação entre filossilicatos com a *Sy* e a *An* e dos *Ze* com a *An* nos depósitos de face de praia, berma e duna, é interpretada como indicativa de uma segunda fonte, mas neste caso proximal, que se julga ser constituída pelas formações dunares que bordejam o perfil praia-duna, nomeadamente no sector setentrional onde se encontram submetidas a intensa erosão, relativamente mais cedo ou mais tarde o litoral meridional.

Tabela IV.10 – Comparação da distribuição dos teores (dados *tal qual*) dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de face de praia e berma com a aplicação do teste *Kolmogorov-Smirnov*. A **negrito** e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$ e $p \leq 0,10$, respectivamente.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Face <i>M</i>	Berma <i>M</i>	Face <i>Dpd</i>	Berma <i>Dpd</i>	Face <i>N</i>	Berma <i>N</i>
<i>Filos</i>	-0,159	0,082	$p > .10$	20,26	22,01	8,36	8,92	46	43
<i>Qz</i>	-0,302	0,098	$p < .05$	21,11	22,82	4,21	5,64	46	43
<u><i>Fk</i></u>	0,000	0,280	<u>$p < .10$</u>	20,70	16,94	5,21	5,12	46	43
<i>P</i>	-0,048	0,213	$p > .10$	19,85	18,93	4,58	5,61	46	43
<i>Op</i>	-0,121	0,190	$p > .10$	5,88	5,77	1,96	3,39	46	43
<i>Ze</i>	0,000	0,360	$p < .01$	0,61	0,25	0,59	0,42	46	43
<i>Ca</i>	-0,321	0,000	$p < .025$	2,76	4,66	2,65	3,80	46	43
<i>D</i>	-0,121	0,161	$p > .10$	2,26	2,32	0,86	1,31	46	43
<u><i>Sy</i></u>	-0,260	0,000	<u>$p < .10$</u>	0,10	0,37	0,26	0,61	46	43
<i>Py</i>	-0,136	0,042	$p > .10$	0,37	0,39	0,80	0,64	46	43
<i>An</i>	-0,038	0,236	$p > .10$	6,11	5,53	2,37	2,28	46	43

Tabela IV.11 - Comparação da distribuição dos teores (dados *tal qual*) dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de face de praia e duna com a aplicação do teste *Kolmogorov-Smirnov*. A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Face M	Duna M	Face Dpd	Duna Dpd	Face N	Duna N
<i>Filos</i>	-0,134	0,063	$p > .10$	20,26	20,87	8,36	8,45	46	41
<i>Qz</i>	-0,183	0,087	$p > .10$	21,11	21,32	4,21	3,97	46	41
<i>Fk</i>	-0,113	0,208	$p > .10$	20,70	18,89	5,21	7,02	46	41
<i>P</i>	-0,027	0,194	$p > .10$	19,85	18,65	4,58	4,76	46	41
<i>Op</i>	-0,089	0,232	$p > .10$	5,88	5,65	1,96	2,69	46	41
<i>Ze</i>	-0,024	0,210	$p > .10$	0,61	0,45	0,59	0,52	46	41
Ca	-0,471	0,000	$p < .001$	2,76	5,19	2,65	3,85	46	41
<i>D</i>	-0,106	0,107	$p > .10$	2,26	2,42	0,86	1,13	46	41
Sy	-0,355	0,000	$p < .01$	0,10	0,58	0,26	0,82	46	41
<i>Py</i>	-0,132	0,016	$p > .10$	0,37	0,49	0,80	0,99	46	41
<i>An</i>	-0,007	0,143	$p > .10$	6,11	5,50	2,37	2,02	46	41

Tabela IV.12 - Comparação da distribuição dos teores (dados *tal qual*) dos minerais identificados na fracção <63µm dos sedimentos de berma e a duna com a aplicação do teste *Kolmogorov-Smirnov*. A **negrito** e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$ e $p \leq 0,10$, respectivamente.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Berma M	Duna M	Berma Dpd	Duna Dpd	Berma N	Duna N
<i>Filos</i>	-0,075	0,199	$p > .10$	22,01	20,87	8,92	8,45	43	41
<i>Qz</i>	-0,065	0,246	$p > .10$	22,82	21,32	5,64	3,97	43	41
<i>Fk</i>	-0,244	0,080	$p > .10$	16,94	18,89	5,12	7,02	43	41
<i>P</i>	-0,098	0,065	$p > .10$	18,93	18,65	5,61	4,76	43	41
<i>Op</i>	-0,130	0,088	$p > .10$	5,77	5,65	3,39	2,69	43	41
<u><i>Ze</i></u>	-0,277	0,022	<u>$p < .10$</u>	0,25	0,45	0,42	0,52	43	41
<i>Ca</i>	-0,197	0,065	$p > .10$	4,66	5,19	3,80	3,85	43	41
<i>D</i>	-0,148	0,069	$p > .10$	2,32	2,42	1,31	1,13	43	41
<i>Sy</i>	-0,125	0,000	$p > .10$	0,37	0,58	0,61	0,82	43	41
<i>Py</i>	-0,089	0,083	$p > .10$	0,39	0,49	0,64	0,99	43	41
<i>An</i>	-0,133	0,111	$p > .10$	5,53	5,50	2,28	2,02	43	41

Considerando os rácios comumente determinados nos estudos mineralógicos da fracção silto-argilosa, procedeu-se à determinação dos rácio detríticos finos /detríticos grosseiros e ao rácio carbonatos / detríticos – Figura IV.54.

Os resultados obtidos apontam para que o rácio detríticos finos/detríticos grosseiros não sofra variações importantes entre os depósitos sedimentares amostrados. Somente entre os depósitos de face de praia e berma se observa um discreto incremento (de 0,35 para 0,40), presumindo maior abundância de filossilicatos nos SB. Este rácio não apresenta, deste modo, capacidade para discriminar os ambientes amostrados, conforme se confirma pelos resultados da aplica-

Tabela IV.15 - Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* dos minerais identificados na fracção < 63 µm nos sedimentos de face de praia, berma e duna significativos ($p \leq 0,05$).

	Fil	FK	P	Op	Ze	Ca	D	Sy	Py	An																												
Fil		<table><tr><td>-</td><td>0,55</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	-	0,55	-		<table><tr><td>-</td><td>0,52</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	-	0,52	-			<table><tr><td>-</td><td>0,51</td></tr><tr><td colspan="2">0,46</td></tr></table>	-	0,51	0,46		<table><tr><td>-</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">0,34</td></tr></table>	-	-	0,34			<table><tr><td>0,82</td><td>0,48</td></tr><tr><td colspan="2">0,51</td></tr></table>	0,82	0,48	0,51		<table><tr><td>-</td><td>0,51</td></tr><tr><td colspan="2">0,53</td></tr></table>	-	0,51	0,53		<table><tr><td>0,77</td><td>0,51</td></tr><tr><td colspan="2">0,42</td></tr></table>	0,77	0,51	0,42	
-	0,55																																					
-																																						
-	0,52																																					
-																																						
-	0,51																																					
0,46																																						
-	-																																					
0,34																																						
0,82	0,48																																					
0,51																																						
-	0,51																																					
0,53																																						
0,77	0,51																																					
0,42																																						
FK			<table><tr><td>0,52</td><td>0,45</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	0,52	0,45	-				<table><tr><td>0,48</td></tr><tr><td>-</td></tr></table>	0,48	-	<table><tr><td>0,35</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	0,35	-	-				<table><tr><td>-</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">-0,37</td></tr></table>	-	-	-0,37															
0,52	0,45																																					
-																																						
0,48																																						
-																																						
0,35	-																																					
-																																						
-	-																																					
-0,37																																						
P																																						
Op							<table><tr><td>-</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">0,32</td></tr></table>	-	-	0,32		<table><tr><td>0,72</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	0,72	-	-			<table><tr><td>-</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">0,33</td></tr></table>	-	-	0,33																	
-	-																																					
0,32																																						
0,72	-																																					
-																																						
-	-																																					
0,33																																						
Ze								<table><tr><td></td><td></td></tr><tr><td colspan="2">0,90</td></tr></table>			0,90			<table><tr><td>0,37</td><td>0,54</td></tr><tr><td colspan="2">0,59</td></tr></table>	0,37	0,54	0,59																					
0,90																																						
0,37	0,54																																					
0,59																																						
Ca							<table><tr><td>0,48</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">0,44</td></tr></table>	0,48	-	0,44		<table><tr><td>-</td><td>-0,51</td></tr><tr><td colspan="2">-</td></tr></table>	-	-0,51	-																							
0,48	-																																					
0,44																																						
-	-0,51																																					
-																																						
Legenda																																						
D			<table><tr><td>Rs Face</td><td>Rs Berma</td></tr><tr><td colspan="2">Rs Duna</td></tr></table>	Rs Face	Rs Berma	Rs Duna																																
Rs Face	Rs Berma																																					
Rs Duna																																						
Sy										<table><tr><td>0,82</td><td>-</td></tr><tr><td colspan="2">0,48</td></tr></table>	0,82	-	0,48																									
0,82	-																																					
0,48																																						
Py																																						
An																																						

ção do teste *K-S* (Tabela IV 13). Parece, contudo, indicar que os mecanismos de selectividade granulométrica, determinados pelo hidrodinamismo do meio, são mais intensos ao nível da face de praia e que os mecanismos de acumulação selectiva sejam mais “visíveis” ao nível da berma e duna, favorecidos, respectivamente, pelo galgamento ocasional da berma pelo espraio, que ali perde, rapidamente, energia, e ainda pelo coberto vegetal ao nível das dunas, visto o aumento deste rácio reflectir o reforço da presença dos filossilicatos nos sedimentos.

O rácio que relaciona os carbonatos com os minerais detríticos, contrariamente ao anterior, exhibe uma tendência de aumento persistente para terra ao longo do perfil praia-duna, adquirindo nos *SD* o seu valor mais elevado; os resultados da aplicação do teste *K-S* significado estatístico às diferenças encontradas, exceptuando as entre os *SB* e os *SD*. Podemos, deste modo, concluir que o conteúdo dos carbonatos aumenta em desfavor dos minerais detríticos ao longo do perfil de praia em direcção à duna frontal.

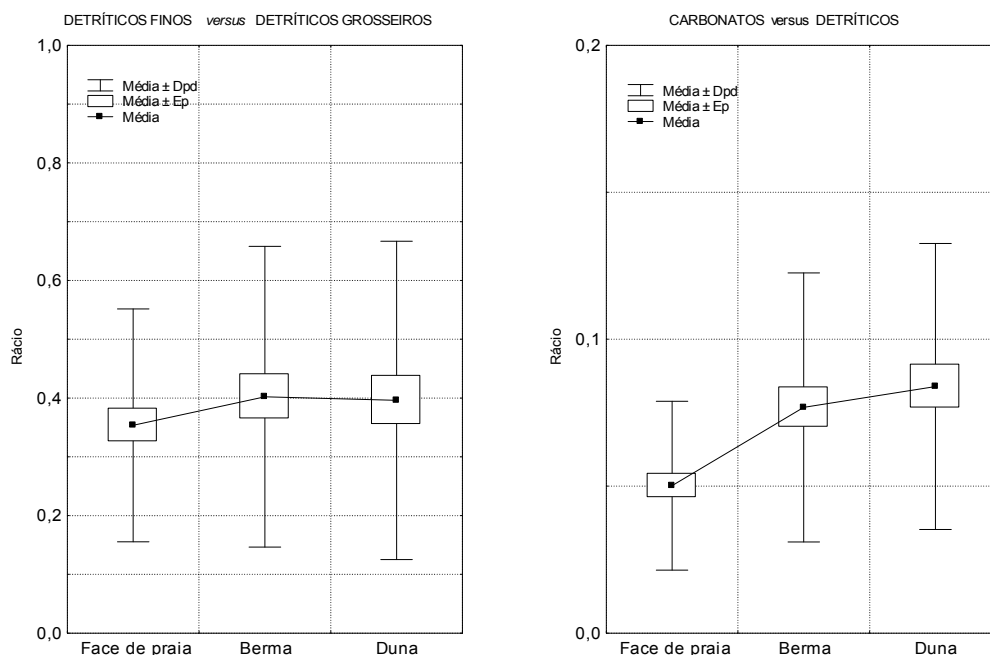


Figura IV.54 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal (face de praia → duna) dos raios detriticos finos / detriticos grosseiros e carbonatos / detriticos.

Tabela IV.13 - Comparação da distribuição do rácio detriticos finos/detriticos grosseiros nos depósitos amostrados com a aplicação do teste *Kolmogorov-Smirnov*. A sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,10$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	M		Dpd		N	
Face de praia <i>versus</i> Berma	-0,171	0,084	$p > .10$	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>
				0,35	0,40	0,20	0,26	46	43
Face de praia <i>versus</i> <u>Duna</u>	-0,111	0,287	<u>$p < .10$</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>
				81,92	79,74	3,50	6,04	46	41
Berma <i>versus</i> Duna	-0,100	0,150	$p > .10$	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>
				0,40	0,40	0,26	0,27	43	41

Tabela IV.14 - Comparação da distribuição do rácio carbonatos/detriticos nos depósitos amostrados com a aplicação do teste *Kolmogorov-Smirnov*. A **negrito** e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$ e $p \leq 0,10$, respectivamente.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	M		Dpd		N	
Face de praia <i>versus</i> Berma	-0,334	0,000	<u>$p < .025$</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>
				0,06	0,09	0,04	0,06	46	43
Face de praia <i>versus</i> <u>Duna</u>	-0,287	0,111	<u>$p < .10$</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>
				18,08	20,26	3,50	6,04	46	41
Berma <i>versus</i> Duna	-0,188	0,029	$p > .10$	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>
				0,09	0,11	0,06	0,06	43	41

IV 3.2— Mineralogia da fracção argilosa - $<2\mu\text{m}$ Sedimentos de Face de Praia (*SFp*)

A *ILLITE* (*I*) é o mineral argiloso mais abundante, com teor médio de 59% (*Mdn* ~60%), e máximo de ~77% (*Min* ~37%) - Tabela IV.16. As medidas de dispersão indicam que os teores apresentam reduzida variabilidade entre as amostras - *Dpd* ~8% e *Mad* ~5%. Ou seja, as amostras de face de praia apresentam alguma heterogeneidade no que respeita aos teores de *I*. O coeficiente de assimetria (*Ca* -0,58) e curtose gráfica (*Cc* ~1,45) apontam para uma distribuição dos teores segundo uma curva de frequência aproximadamente simétrica mesocúrtica — Figura IV.55.

O Índice de Esquevin médio é de ~0,43 (*Mdn* 0,43) indica que estamos em presença de *I* de composição predominantemente moscovítica - Índice de Esquevin $\geq 0,42$ (Tabela IV.18). Verifica-se, contudo, o registo de *I* fengíticas (composição intermédia) e biotíticas. De facto ¼ das amostras registam *I* com índices Esquevin inferiores 0,32 (*P*₂₅) e metade com índices entre os 0,32 e 0,52 (*P*₇₅), abrangendo, assim, a zona das *I* fengíticas e moscovíticas. De outro modo, podemos concluir que as *I* ocorrentes nos *SFp* são predominantemente de carácter aluminoso ($\geq 0,42$), com a presença vestigial de *I* com carácter ferro-magnésiano ($< 0,30$) — Figura IV.56.

As medidas de variabilidade confirmam a heterogeneidade observada na composição das *I* (*Dpd* 0,11; *Mad* 0,10). O coeficiente de curtose (*Cc* -0,99) aponta para ligeira dispersão (tendência platicúrtica) em torno do valor médio, sugerindo o coeficiente de assimetria (*Ca* 0,20) uma curva de frequência de distribuição dos teores simétrica, em resultado da proximidade entre

Tabela IV.16 - Estatística amostral dos minerais identificados nos sedimentos de dimensão $< 2 \mu\text{m}$ dos depósitos de face de praia em agregado orientado.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I</i>	58,6	60,3	s/ Md	-	37,3	77,3	54,8	61,8	3,5	7,8	-0,6	1,4
<i>I</i> ₁₀₋₁₄	13,6	12,0	s/ Md	-	0,0	37,7	7,1	19,0	6,8	8,9	0,7	0,0
<i>K</i>	12,8	12,3	s/ Md	-	0,2	27,0	8,1	17,1	4,8	6,5	0,1	-0,6
<i>C</i>	8,1	7,1	0,0	12,0	0,0	32,7	0,0	10,0	6,6	8,3	1,2	1,1
<i>K/S</i>	4,0	3,4	s/ Md	-	0,1	14,0	1,6	5,8	1,9	3,2	1,2	1,1
<i>I/C</i>	1,8	0,0	0,0	36,0	0,0	28,5	0,0	0,0	0,0	4,9	4,2	20,9
<i>S</i>	1,1	0,9	0,0	9,0	0,0	5,8	0,5	1,4	0,5	1,1	2,3	7,1

M - média; *Mdn* - mediana; *Md* - moda; *Fmd* - frequência da moda; *Min* - mínimo; *Max* - máximo; *P*₂₅ - percentil 25; *P*₇₅ - percentil 75; *Mad* - mediana dos desvios à mediana; *Dpd* - desvio padrão; *Ca* - coeficiente de assimetria; *Cc* - coeficiente de curtose.

Tabela IV.17 — Mineralogia da fracção < 2µm nos sedimentos de face de praia.

Am	<i>I</i>₁₀₋₁₄	<i>S</i>	<i>I/C</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	<i>K/S</i>	<i>C</i>
<i>E013</i>	3,40	1,73	0,00	71,67	11,89	4,13	7,17
<i>E023</i>	8,85	0,93	0,00	54,83	17,27	9,89	8,24
<i>E033</i>	9,96	1,40	0,00	61,03	23,96	3,65	0,00
<i>E043</i>	14,17	2,37	0,00	56,76	5,80	5,77	15,14
<i>E053</i>	14,75	0,72	0,00	51,64	14,16	3,74	14,99
<i>E063</i>	9,96	0,89	0,00	58,03	17,11	5,98	8,03
<i>E073</i>	16,37	0,70	0,00	61,01	8,98	4,52	8,43
<i>E083</i>	13,40	1,47	0,00	56,80	12,02	6,53	9,79
<i>E093</i>	8,02	1,13	0,00	60,94	24,48	2,17	3,26
<i>E103</i>	7,13	0,64	0,00	63,33	3,40	5,17	20,33
<i>E113</i>	19,96	0,51	28,51	37,27	5,70	0,68	7,37
<i>E123</i>	13,63	0,88	0,00	59,44	4,14	1,41	20,50
<i>E133</i>	5,17	1,56	0,00	56,31	20,57	8,60	7,79
<i>E143</i>	0,91	0,44	5,08	60,40	8,08	3,53	21,56
<i>E153</i>	4,00	0,84	9,10	61,14	8,07	6,82	10,03
<i>E163</i>	3,72	0,00	5,59	61,81	3,71	2,13	23,04
<i>E173</i>	7,05	1,41	0,00	53,77	6,46	1,91	29,38
<i>E183</i>	4,43	0,00	7,23	37,80	17,23	0,64	32,67
<i>E193</i>	1,64	0,00	8,18	61,37	1,14	8,49	19,17
<i>E203</i>	9,51	0,99	0,00	66,57	20,23	2,70	0,00
<i>E213</i>	10,40	1,08	0,00	61,07	27,05	0,40	0,00
<i>E223</i>	5,24	0,45	0,00	77,32	16,28	0,71	0,00
<i>E233</i>	16,68	1,31	0,00	58,88	11,10	3,62	8,41
<i>E243</i>	12,03	1,11	0,00	60,34	23,15	3,37	0,00
<i>E253</i>	4,85	3,95	0,00	68,79	19,73	2,68	0,00
<i>E263</i>	18,92	3,35	0,00	59,25	15,69	1,19	1,59
<i>E273</i> ¹	-	-	-	-	-	-	-
<i>E283</i>	20,17	0,00	4,67	63,81	6,66	1,65	3,04
<i>E293</i>	26,43	0,57	0,00	54,15	4,88	13,96	0,00
<i>E303</i>	21,41	1,07	0,00	53,60	16,42	0,34	7,15
<i>E313</i>	16,65	1,26	0,00	60,67	11,22	6,23	3,97
<i>E323</i>	10,77	0,00	3,65	66,40	10,92	4,05	4,22
<i>E333</i>	37,70	0,95	0,00	47,33	11,17	2,85	0,00
<i>E343</i>	23,53	0,85	0,00	49,22	16,25	10,15	0,00
<i>E353</i>	16,86	2,08	0,00	59,15	15,17	0,09	6,65
<i>E363</i>	29,06	0,21	0,00	48,15	13,23	4,10	5,26
<i>E373</i>	5,75	0,00	8,89	62,72	15,83	1,59	5,23
<i>E383</i>	11,85	5,82	0,00	56,80	15,65	2,81	7,06
<i>E393</i>	20,25	0,55	0,00	62,13	16,52	0,54	0,00
<i>E403</i>	30,67	1,18	0,00	47,18	5,11	10,09	5,77
<i>E413</i>	29,96	0,00	0,00	57,36	10,27	2,42	0,00
<i>E423</i>	0,00	0,00	0,00	70,18	20,09	1,30	8,43
<i>E433</i>	13,76	2,29	0,00	65,12	17,07	1,76	0,00
<i>E443</i>	26,33	0,59	0,00	50,18	0,22	7,87	14,81
<i>E453</i>	19,05	0,00	0,00	61,62	11,24	4,73	3,36
<i>E463</i>	9,42	1,36	0,00	61,60	12,30	2,03	13,29

Legenda: *I*₁₀₋₁₄ - interestratificados 10-14Å; *S* - esmectite; *I/C* - interestratificados illite/clorite; *I* - illite; *K* - caulinite; *K/S* - interestratificado caulinite/esmectite; *C* - clorite. **NOTA:** 1) Variáveis não quantificadas por ausência da unidade morfológica no perfil de praia.

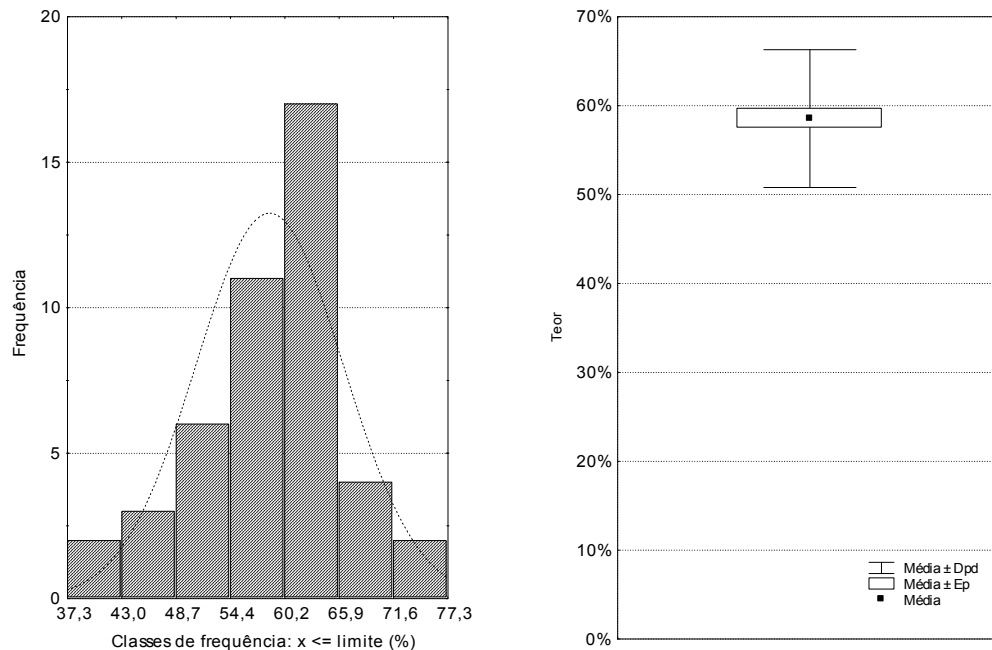


Figura IV.55 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da illite.

Tabela IV.18 - Estatística descritiva dos Índice de Esquevin e de Kubler dos sedimentos de face de praia

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I.E.</i>	0,4	0,4	Multp.	-	0,2	0,7	0,3	0,5	0,1	0,1	0,2	-1,0
<i>I.K.</i>	0,4	0,3	0,3	10,0	0,2	0,9	0,3	0,4	0,1	0,1	1,8	5,8

as medidas de tendência central — Figura IV.56.

O Índice de Kubler aponta para que a cristalinidade (grau de ordem estrutural) das *I* seja média ($0,25 \leq \text{Índice de Kubler} \leq 0,42$), como se pode inferir do índice médio (M 0,39; Mdn 0,35), com o coeficiente de assimetria (Ca 1,79) a indicar a ligeira tendência para o registo mais frequente de *I* de média e baixa cristalinidade — Tabela IV.18. Todavia, as *I* com grau de ordem estrutural elevado (Índice de Kubler $\leq 0,25$) serão inferiores 25% (P_{25} 0,30), com metade das *I* a apresentarem índice de Kubler entre 0,30 (P_{25}) e 0,45 (P_{75}) - cristalinidade média. A variabilidade da cristalinidade é ligeiramente inferior à observada ao nível composicional, dando o coeficiente de curtose (Cc 5,8) a indicação da concentração dos Índice de Kubler em torno do índice médio (tendência leptocúrtica) — Figura IV.57.

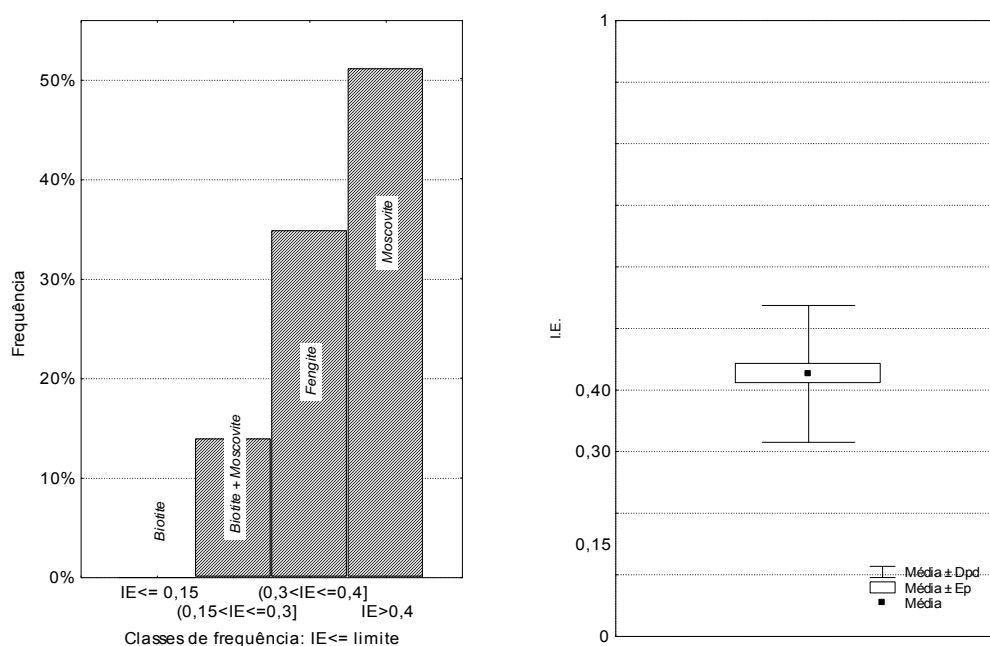


Figura IV.56 - Histograma e "box-plot" relativo ao Índice de Esquevin das illite de face de praia. Na construção do histograma foram considerados os limites composicionais.

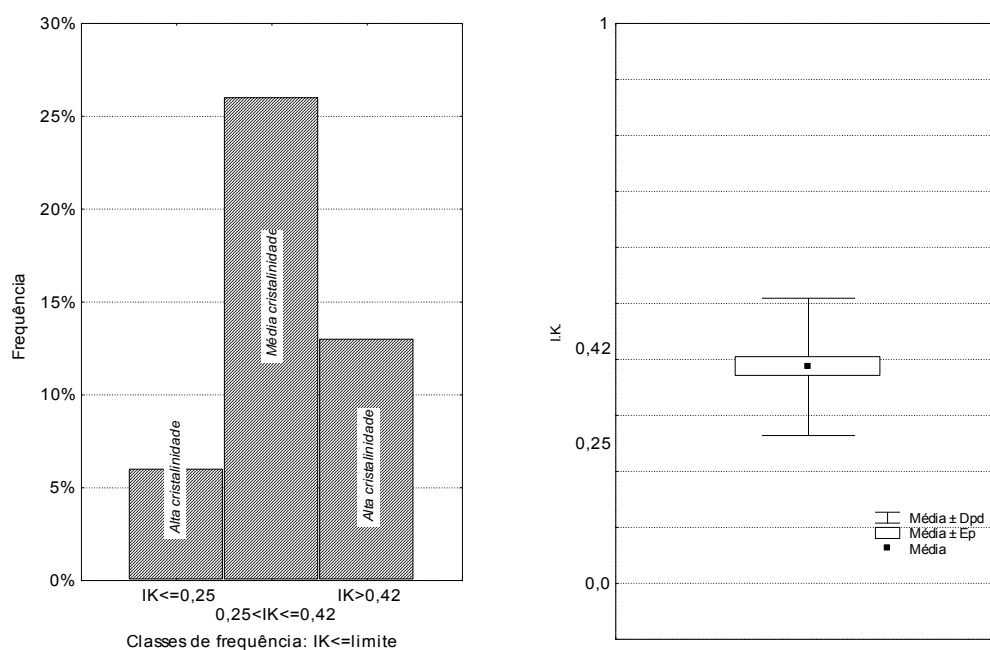


Figura IV.57 - Histograma e "box-plot" relativo ao Índice de Kubler das illites de face de praia. Na construção do histograma foram considerados os limites composicionais.

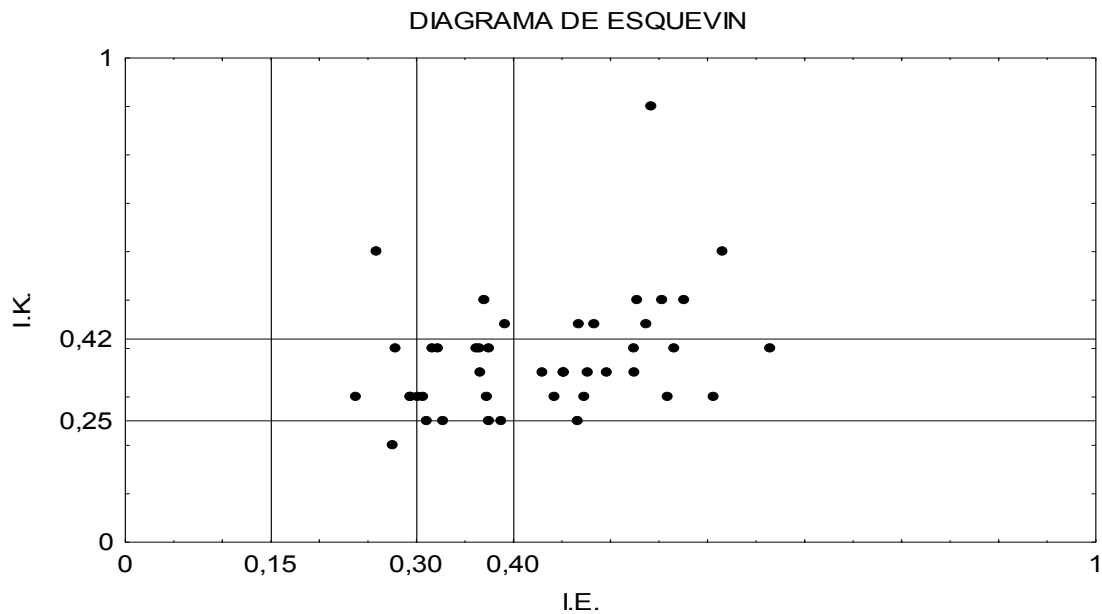


Figura IV.58 - Diagrama de Esquevin (1969) - Índice de Esquevin *versus* Índice de Kubler - relativo às illites sedimentos de face de praia.

Com representatividade significativamente inferior surgem os **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES 10-14 Å** (I_{10-14}) com teores médios de $\sim 13,5\%$ ($Mdn \sim 12\%$), com teores mínimos nulos e teores máximos próximos de 38%, o que aponta uma irregularidade de distribuição dos I_{10-14} nos *Sfp* quando comparado com a distribuição da *I*. As medidas de variabilidade confirmam-no ao apresentarem dos valores mais elevados entre os calculados – $Dpd \sim 9\%$; $Mad \sim 7\%$. O coeficiente de assimetria positiva ($Ca \sim 0,7$) sugere uma curva de frequência de distribuição dos teores aproximadamente simétrica e mesocúrtica face ao coeficiente de curtose ($Cc \sim 0,01$) — Figura IV.59.

Os teores médios de $\sim 13\%$ ($Mdn \sim 12\%$) atribuem à **CAULINITE** (*K*) representatividade similar à exibida pelos I_{10-14} . Contudo, distingue-se da distribuição destes por registar teores máximos inferiores ($Max \sim 27\%$), e teores mínimos quase nulos ($Min \sim 0,2\%$), indiciando registo em todas as amostras de sedimentos, ainda que nalgumas em quantidade vestigial. A variabilidade dos teores é menor relativamente à dos interestratificados, como se infere dos valores inferiores das medidas dispersão calculadas ($Dpd \sim 7\%$; $Mad \sim 5\%$). Conclui-se, deste modo, que o conteúdo de *K* nos sedimentos amostrados é mais homogêneo que o dos I_{10-14} , mas menos que o da *I*. Contudo, a curva de frequência de distribuição dos teores da *K*, ao contrário dos anteriores, apresenta uma configuração claramente simétrica ($Ca \sim 0,06$), o que resulta da coincidência dos valores dos estatísticos de localização, dando o coeficiente de curtose ($Cc \sim 0,60$) a indicação de uma distribuição aproximadamente normal — Figura IV.60.

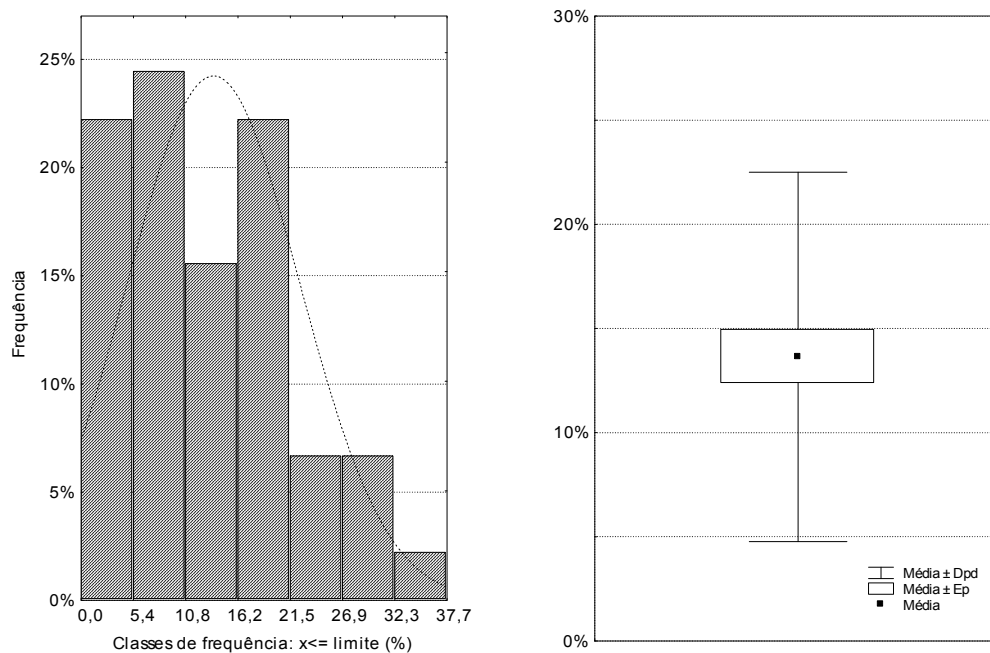


Figura IV.59 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos interestratificados irregulares 10-14Å .

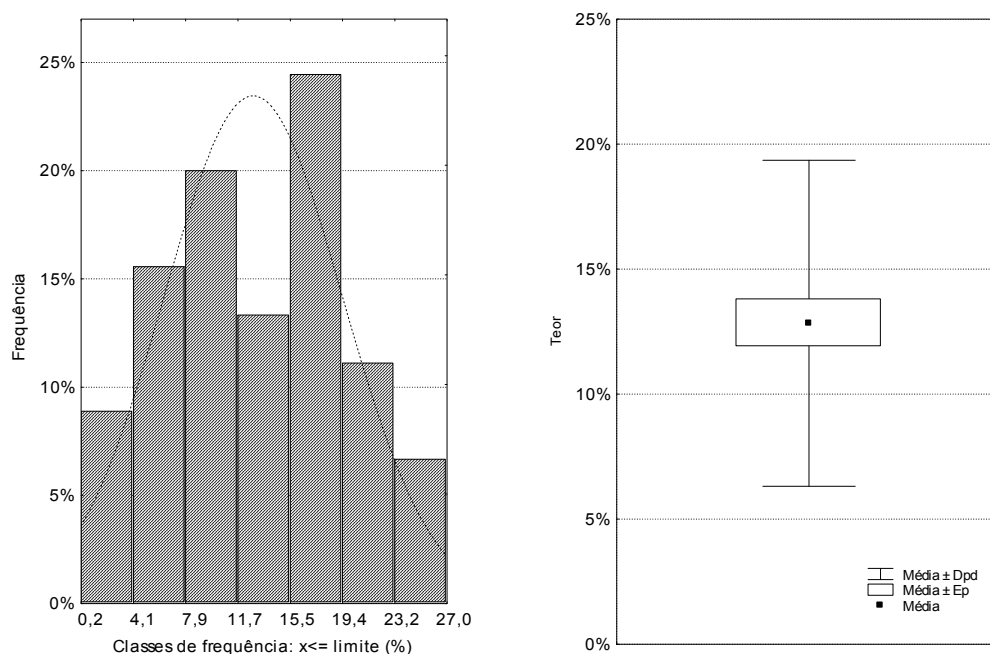


Figura IV.60 —Histograma de frequência de teores - a contínuo curva de distribuição teórica - e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos caulinite.

Tabela IV.19 – Estatística do índice de cristalinidade da caulinite, segundo Rocha (1995), dos sedimentos de face de praia

<i>M</i>	0,33
<i>Mdn</i>	0,32
<i>Md</i>	0,40
<i>Freq. Md</i>	3,0
<i>Min</i>	0,05
<i>Max</i>	0,90
<i>P₂₅</i>	0,25
<i>P₇₅</i>	0,38
<i>Mad</i>	0,06
<i>Dpd</i>	0,12
<i>Ca</i>	2,34
<i>Cc</i>	11,82

Considerando índice de cristalinidade da caulinite (*CK*) e o critério de classificação qualitativa adoptado no presente estudo (*vide* Capítulo III — Métodos), concluímos que a cristalinidade das *K* é em geral média ($M \sim 0,33$), mas a ocorre *K* com cristalinidade elevada ($CK \leq 0,20$) e baixa ($CK \geq 0,40$), como se deduz do índice máximo (0,90) e mínimo (0,05) determinados — Tabela IV.19. À semelhança do registado com as *I*, a tendência geral é para o registo predominante de *K* de média a baixa cristalinidade: $\frac{3}{4}$ das amostras apresentam *K* com cristalinidade superior a 0,25. O intervalo que definem indicia alguma variabilidade, que se confirma no desvio padrão (0,12) e no *Mad* (0,06) — Figura IV.61.

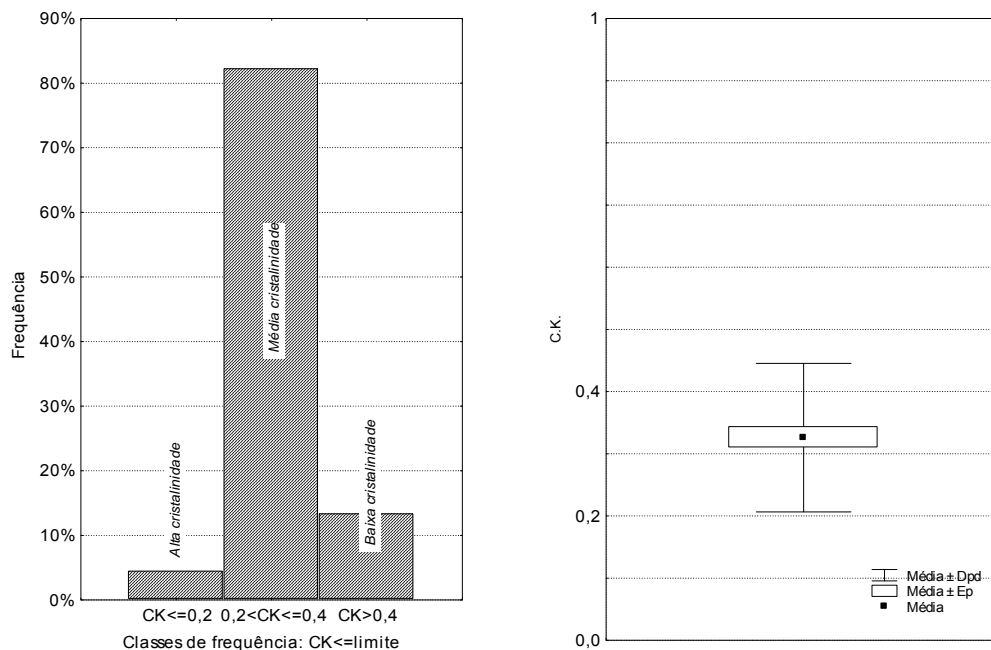


Figura IV.61 – Histogramas de frequência e “box-plot” (Caixa de bigodes) relativo ao índice de cristalinidade da caulinite.

A *CLORITE* (*C*) surge com teores médios de ordem de grandeza inferior, ($M \sim 8\%$; $Mdn \sim 7\%$). Os teores máximos e mínimos são similares aos apresentados pelos I_{10-14} , isto é, $\sim 33\%$ e 0% , respectivamente, o que aponta para que a distribuição da *C* não seja homogênea nos sedimentos. O $P_{25} \%$ (0%) aponta para a ausência de *C* em $\frac{1}{4}$ das amostras. Os valores das medidas de variabilidade confirmam-no, ao apresentarem dos valores mais elevados entre os calculados

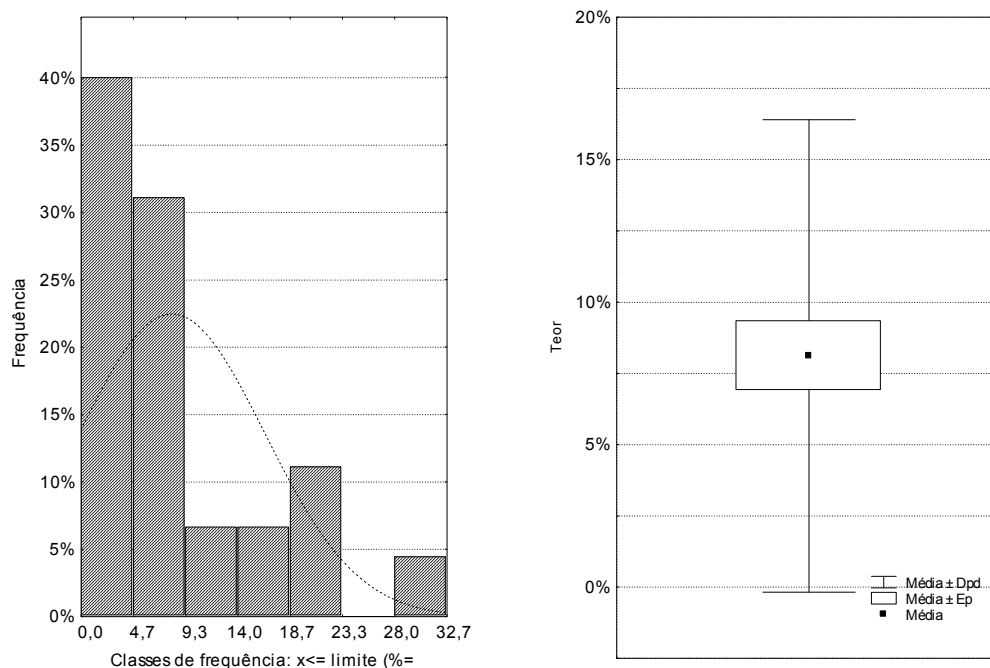


Figura IV.62 – Histogramas de frequência e “box-plot” (Caixa de bigodes) relativo à clorite.

para os restantes minerais argilosos – $Dpd \sim 7\%$; $Mad \sim 8\%$. O coeficiente de assimetria (Ca 1,22) indicia, por outro lado, que os teores mais frequentes sejam inferiores aos teores médios, indicando o coeficiente de curtose (Cc 1,06) a tendência leptocúrtica da curva de frequência de distribuição — Figura IV.62.

Assim, os **INTERESTRATIFICADOS CAULINITE/ESMECTITE (K/S)** surgem com valores médios de 4% ($Mdn \sim 4\%$), teores mínimos quase nulos (Min 0,1%) e máximo de 14%, valor que aponta para a ocorrência de valores extremos (*outliers*) que se destacam dos “normais”. Das amostras colhidas $\frac{1}{4}$ apresenta teores inferiores a $\sim 2\%$ (P_{25}) e $\frac{3}{4}$ inferiores a $\sim 6\%$ (P_{75}). O coeficiente de assimetria (Ca 1,15) põe em evidência uma curva de distribuição em que os teores de K/S predominantes nos Sfp são inferiores ao teor médio — Figura IV.63.

Com teores médios que poderíamos classificar como sendo de traço ($\leq 2\%$) ocorrem os **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES ILLITE/CLORITE (I/C)**, com conteúdos médios nos sedimentos amostrados de $\sim 2\%$ (Mdn 0%). Das amostras colhidas $\frac{3}{4}$ apresentam teores nulos (P_{75} 0%) em I/C . Contudo, o valor máximo (Max 28,5%) aponta para que, quando registados, os I/C possam ocorrer com teores significativos. O coeficiente de assimetria (Ca 4,16) continua, à semelhança dos minerais argilosos anteriormente mencionados, a indicar a tendência para os teores se concentrarem nas classes de frequência inferiores ao valor médio, com os teores da parte central da

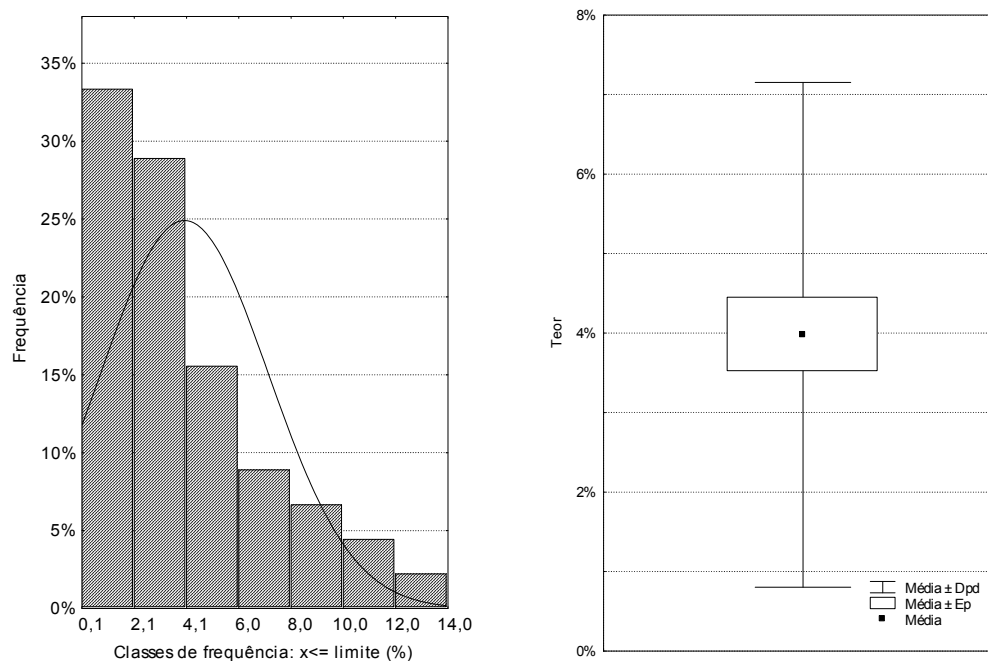


Figura IV.63 – Histogramas de frequência - a continuo curva de distribuição teórica - e "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo à interestratificados caulinite/esmectite dos sedimentos de face de praia.

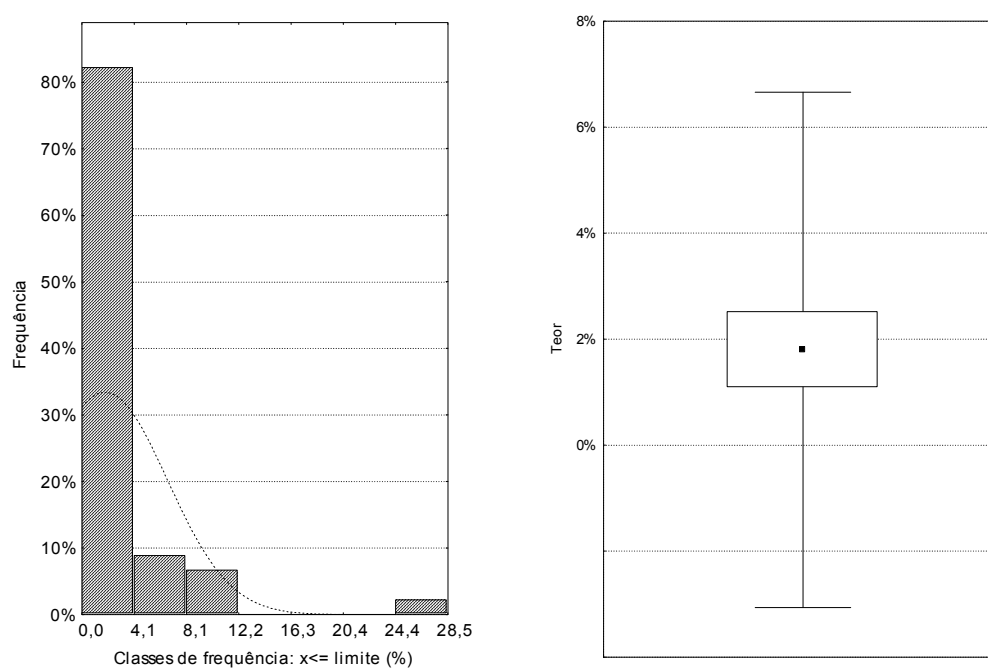


Figura IV.64 – Histogramas de frequência - a continuo curva de distribuição teórica - e "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo aos interestratificados illite/clorite dos sedimentos de face de praia.

curva de distribuição a denunciar menor dispersão que nas margens ($Cc \sim 29,9$) - leptocúrtica (Figura IV.64).

A *ESMECTITE* (*S*) apresenta comportamento semelhante ao dos *I/C*, com teores médios que podemos considerar também como sendo caracteristicamente traço ($M \sim 1\%$; $Mdn \sim 1\%$), e com mínimos e máximos de, respectivamente 0% e $\sim 6\%$. Contudo, ao contrário dos interestratificados, a presença é regular, dado em $\frac{3}{4}$ das amostras ter sido registada a presença de *S* ($P_{75} \sim 1,5\%$). O desvio padrão acompanha a reduzida expressão ($Dpd \sim 1\%$; $Mdn \sim 1\%$), dando indicação de variabilidade pouco significativa. O coeficiente de curtose ($Cc \sim 7$) a indica de reduzida variabilidade na zona central da curva de distribuição. O coeficiente de assimetria ($Ca \sim 2,27$), tal como nos restantes minerais argilosos de registo traço, indica a tendência para os teores mais comuns serem inferiores ao teor médio — Figura IV.65.

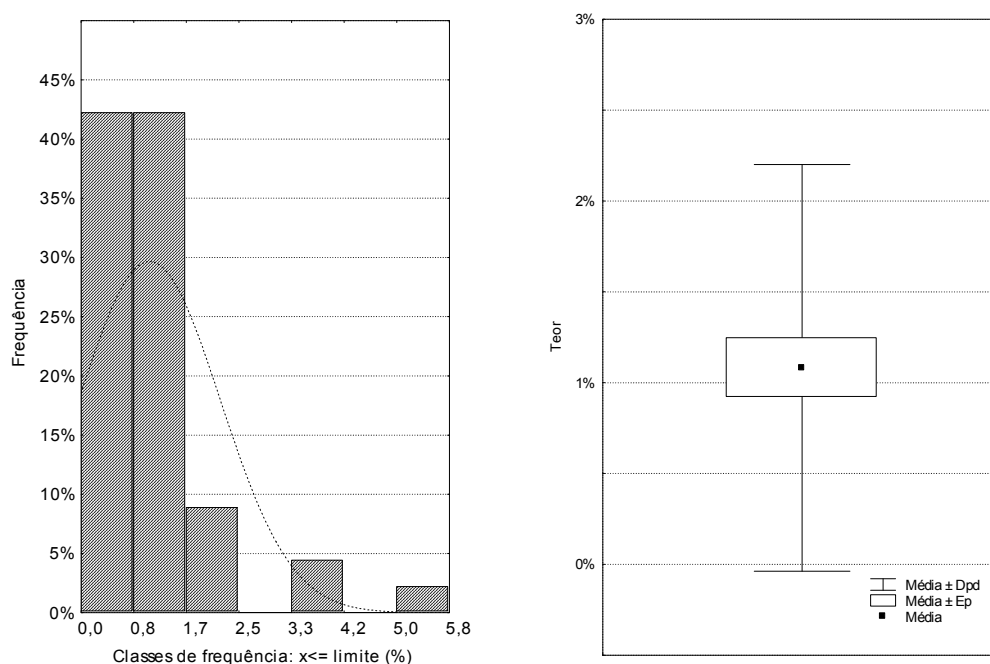


Figura IV.65 – Histogramas de frequência - a continuo curva de distribuição teórica - e “box-plot” (Caixa de bigodes) relativo à esmectite dos sedimentos de face de praia.

Em resumo poderíamos caracterizar os sedimentos dos depósitos de face de praia pela associação $I > I_{10-14}, K > C(K/S, I/C, S)$, claramente dominada pela *I* e na qual os I_{10-14} e a *K* exibem representatividade similar — Tabela IV.20.

Analisando as associações mineralógicas e fazendo uso dos coeficientes de correlação de *Spearman* (vide metodologia utilizada em capítulo próprio), verifica-se que as relações de interdependência são inexistentes ou pouco significativas. Neste contexto, é de referir as correlações

entre a C e os I_{10-14} e a K que, apesar de estatisticamente pouco significativas, apontam para uma tênue relação mineralógica, como é visível nos respectivos gráficos de dispersão (Figura IV.66), que importa evidenciar face ao eventual significado que comportam, como se verá no Capítulo V.

Tabela IV.20 – Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* dos resultados log-ratio transformados - $\log(X/I)$ - da semi-quantificação dos minerais argilosos nos depósitos de face de praia. A sublinhado as correlações fracas com nível de significância de $p \leq 0,05$.

	I_{10-14}	S	IC	I	K	KS	C
I_{10-14}	1	-0,07	0,17	-	-0,03	0,10	<u>-0,37</u>
S	-	1	0,50	-	0,21	-0,12	-0,32
IC	-	-	1	-	0,30	-0,45	0,42
I	-	-	-	1	-	-	-
K	-	-	-	-	1	-0,25	<u>-0,35</u>
KS	-	-	-	-	-	1	0,10
C	-	-	-	-	-	-	1

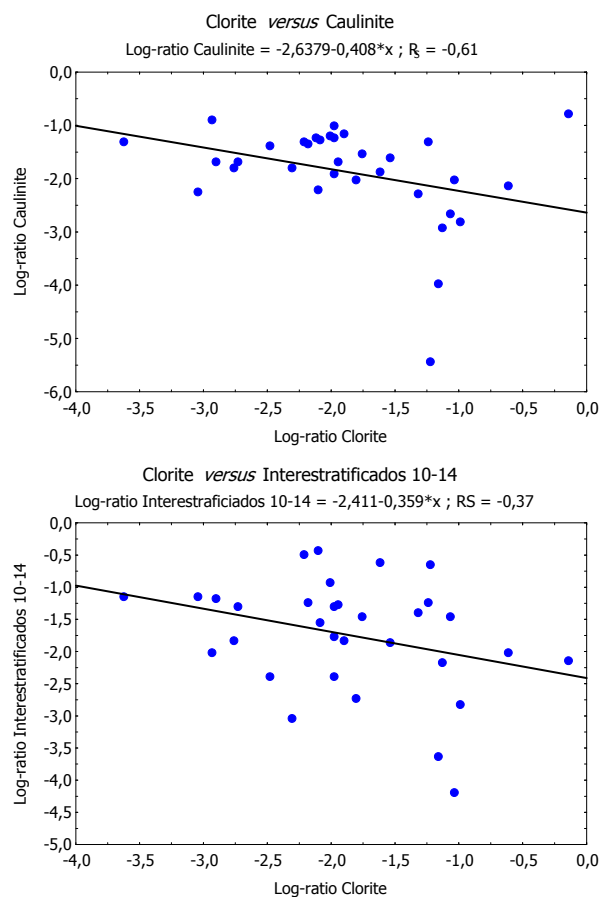


Figura IV.66 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual, excluídos os nulos, da clorite versus interestratificados irregulares 10-14Å e caulinite dos sedimentos de face de praia. Coeficiente de correlação de *Spearman* (R_s) significativo para $p \leq 0,05$. A contínuo linha tendência.

Sedimentos de Berma

À semelhança dos sedimentos de face de praia, o mineral argiloso mais representativo nos *SB* é também a *ILLITE*. Os teores médios são ligeiramente superiores ($M \sim 60\%$; $Mdn \sim 61\%$) e os teores mínimos e máximos muito próximos, respectivamente $\sim 41\%$ e $\sim 76\%$. Atendendo às medidas de dispersão, verificamos que a variabilidade não se destaca da observada nos *SFp* ($Dpd \sim 7\%$; $Mad \sim 4\%$) — Tabela IV.21. Analisando os percentis, concluímos que $\frac{1}{4}$ das amostras apresenta teores inferiores $\sim 57\%$ (P_{25}) e $\frac{3}{4}$ teores inferiores a $\sim 65\%$ (P_{75}). O sinal negativo do coeficiente de assimetria ($Ca -0,44$) indicia que os teores mais frequentes (modais) sejam superiores ao mediano e ao médio e o coeficiente de curtose ($Cc 1,77$) a tendência leptocúrtica da curva de frequência de distribuição (Figura IV.67).

Tabela IV.21 – Estatística amostral dos minerais identificados nos sedimentos de dimensão $< 2\mu m$ dos depósitos de berma em agregado orientado.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P ₂₅	P ₇₅	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I</i>	60,4	60,5	s/ Md	-	40,5	76,3	56,7	64,6	3,9	6,6	-0,4	1,8
<i>K</i>	13,4	13,8	s/ Md	-	2,8	23,3	10,8	16,2	3,0	4,6	-0,1	-0,3
<i>I₁₀₋₁₄</i>	11,8	11,9	0,0	3,0	0,0	30,0	8,1	14,8	3,0	6,7	0,5	1,1
<i>C</i>	7,0	6,1	0,0	4,0	0,0	14,7	4,0	11,7	3,3	4,4	0,2	-1,0
<i>K/S</i>	4,5	3,3	s/ Md	-	0,0	14,7	2,1	6,8	1,8	3,4	1,2	1,1
<i>I/C</i>	2,0	0,0	0,0	33,0	0,0	14,1	0,0	0,0	0,0	3,9	1,8	2,0
<i>S</i>	1,0	1,1	0,0	13,0	0,0	2,5	0,0	1,5	0,6	0,8	0,1	-0,9

O valor médio do Índice de Esquevin ($M \sim 0,45$; $Mdn 0,42$) indica que as *I* de berma mantêm a tendência muscovítica já observada nas *I* dos *SFp*, com as medidas de variabilidade a abarcar o campo das *I* fengíticas ($Dpd \sim 0,10$; $Mad 0,07$) — Tabela IV.23. A análise de percentis indica que 50% das *I* dos sedimentos de berma apresentam Índice de Esquevin entre 0,30 (P_{25}) e 0,53 (P_{75}), intervalo que cai no campo das *I* muscovíticas. Recorde-se que no caso dos *SFp*, 0,30 era o limite inferior do intervalo definido pelos mesmos percentis. O coeficiente de curtose ($Cc -0,35$) sugere tendência platicúrtica da curva de distribuição das *I*, com o coeficiente de assimetria ($Ca 0,48$) a indicar a tendência para a convergência das medidas de tendência central — Figura IV.68. Em conclusão, os Índice de Esquevin das *I* encontradas nos *SB* indicam que a composição tende a ser aluminosa (Índice de Esquevin $\geq 0,42$), o que denuncia a propensão para as *I* ferro-magnesianas verem diminuída a sua presença nos mesmos sedimentos.

O valor médio do Índice de Kubler (M e $Mdn 0,30$) indica que a ordem estrutural das *I* dos *SB* é ligeiramente mais elevada (índice menor) que a dos *SFp*, valor máximo deste índice ($Max 0,55$) confirma essa indicação, sendo significativamente inferior ao das *I* registadas nos *SFp* (Max

Tabela IV.22 — Mineralogia da fracção < 2µm nos sedimentos de berma.

Am	<i>I</i> ₁₀₋₁₄	<i>S</i>	<i>I/C</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	<i>K/S</i>	<i>C</i>
E012	3,05	1,17	0,00	76,33	6,55	2,63	10,27
E022	0,00	0,00	0,00	69,52	10,91	6,33	13,24
E032	0,00	0,45	0,00	65,33	17,75	12,42	4,04
E042	8,13	0,00	6,26	60,50	9,58	1,84	13,70
E052 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E062 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E072	19,12	0,55	0,00	59,76	20,24	0,32	0,00
E082	11,40	0,66	0,00	59,85	14,95	0,65	12,49
E092	14,33	1,57	0,00	55,63	16,23	3,34	8,90
E102	10,52	1,25	0,00	62,09	14,75	4,72	6,66
E112	14,26	1,02	0,00	59,43	12,15	6,20	6,93
E122	6,50	1,12	0,00	74,13	14,02	0,05	4,18
E132	11,89	0,00	0,00	64,76	7,26	4,06	12,03
E142	15,02	1,47	0,00	62,38	13,84	2,81	4,47
E152	12,40	1,19	6,57	57,90	15,15	6,79	0,00
E162	13,99	1,32	0,00	56,43	14,47	4,19	9,60
E172	21,00	0,00	4,19	60,29	12,41	2,11	0,00
E182	0,00	0,00	0,00	67,78	17,95	4,64	9,63
E192	11,12	0,00	5,05	61,36	9,07	7,63	5,77
E202	11,32	0,00	0,00	64,91	21,08	2,70	0,00
E212	15,79	0,00	10,70	49,42	15,69	2,38	6,02
E222	12,11	1,05	0,00	63,78	17,79	2,27	2,99
E232	14,80	0,66	0,00	60,97	18,97	2,17	2,44
E242	9,61	1,39	0,00	56,71	18,88	9,56	3,84
E252	10,62	1,21	0,00	67,91	13,69	4,08	2,49
E262	10,19	1,71	0,00	64,58	17,25	2,24	4,04
E272	12,41	1,54	0,00	48,27	23,34	12,24	2,19
E282	13,97	1,77	0,00	65,84	11,10	1,23	6,10
E292	9,85	2,46	0,00	60,07	8,62	5,09	13,90
E302	9,06	1,39	0,00	61,01	9,27	7,52	11,75
E312	7,90	1,28	0,00	65,15	13,05	7,14	5,48
E322	3,37	0,00	8,06	63,81	15,34	1,97	7,46
E332	29,97	1,06	0,00	47,74	15,61	1,43	4,19
E342	29,12	1,13	0,00	40,45	11,34	14,74	3,22
E352	6,85	0,00	11,31	53,60	20,50	3,13	4,61
E362	16,43	1,33	0,00	63,07	12,73	0,05	6,39
E372	10,96	0,00	9,21	55,46	10,82	7,16	6,39
E382	2,32	0,00	9,15	62,45	12,02	2,12	11,94
E392	13,84	2,50	0,00	58,63	15,40	2,46	7,18
E402	18,30	2,44	0,00	56,31	10,77	6,30	5,87
E412	1,53	0,00	14,11	59,38	2,83	7,47	14,67
E422	12,34	2,26	0,00	61,70	7,81	1,20	14,69
E432	22,67	1,77	0,00	55,88	5,83	2,09	11,75
E442	15,06	1,60	0,00	58,52	15,06	4,33	5,42
E452	13,02	1,45	0,00	58,51	5,91	8,08	13,02
E462 ¹	-	-	-	-	-	-	-

Legenda: *I*₁₀₋₁₄ - interestratificados 10-14Å; *S* - esmectite; *I/C* - interestratificados illite/clorite; *I* - illite; *K* - caulinite; *K/S* - interestratificado caulinite/esmectite; *C* - clorite. **NOTA:** 1) Variáveis não quantificadas por ausência da unidade morfológica no perfil de praia.

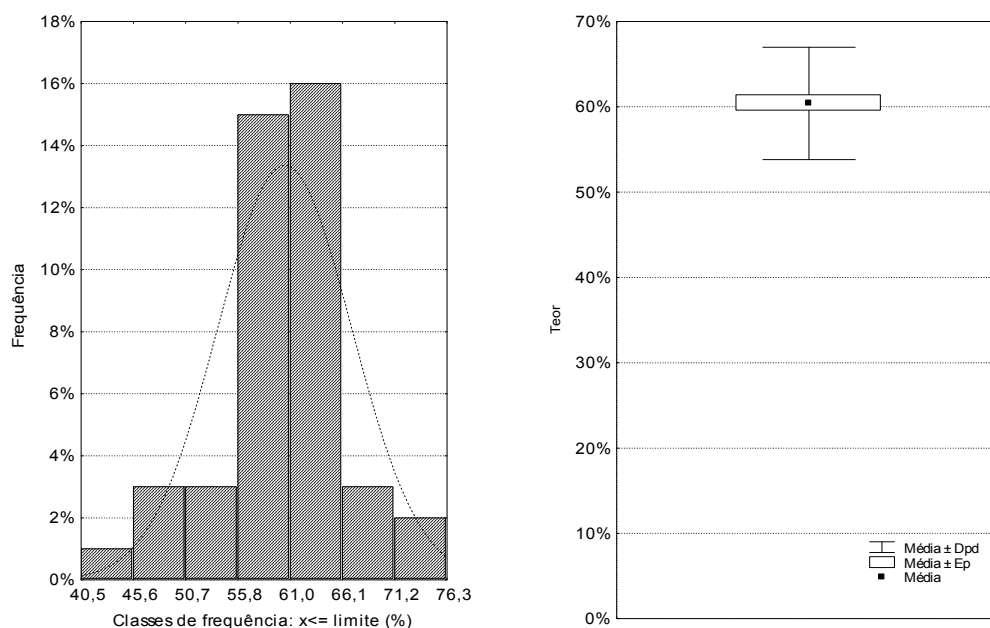


Figura IV.67 – Histogramas de frequência relativa e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) da illite identificada nos sedimentos de berma. A continuação a curva correspondente à frequência de uma distribuição normal.

Tabela IV.23 - Estatística dos Índices de Esquevin e de Kubler das illites os sedimentos de berma.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P25	P75	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I.E.</i>	0,4	0,4	Multp.	-	0,2	0,7	0,4	0,5	0,1	0,1	0,5	-0,4
<i>I.K.</i>	0,3	0,3	0,3	10,0	0,0	0,6	0,3	0,4	0,1	0,1	0,2	0,6

0,90) — Tabela IV.23. Continuam, todavia, na sua maioria, a apresentar cristalinidade média, como decorre da análise do P_{25} (0,25) e P_{75} (0,40). O coeficiente de assimetria inferior (Ca 0,22) mostra a propensão para os valores das medidas de tendência central convergirem, com o coeficiente de curtose (Cc 0,65) a indicar aumento da dispersão dos índices em torno do índice médio comparativamente aos *SFp*. A (quase) ausência de variabilidade ($Dpd \sim 0\%$; $Mad \sim 0\%$) em torno do mesmo valor médio acompanha a verificada com as *I* dos *SFp* — Figura IV.69.

A *CAULINITE*, apresenta-se com um teor médio de $\sim 13\%$, relativamente superior ao apresentado pelos *SFp*, adquirindo, em resultado, maior relevo no cortejo dos minerais argilosos. Os teores variam entre um mínimo de $\sim 3\%$ e um máximo de $\sim 23\%$, sendo este último inferior ao apresentado pelos *SFp*. Os percentis determinados apontam para que a 50% das amostras apresente

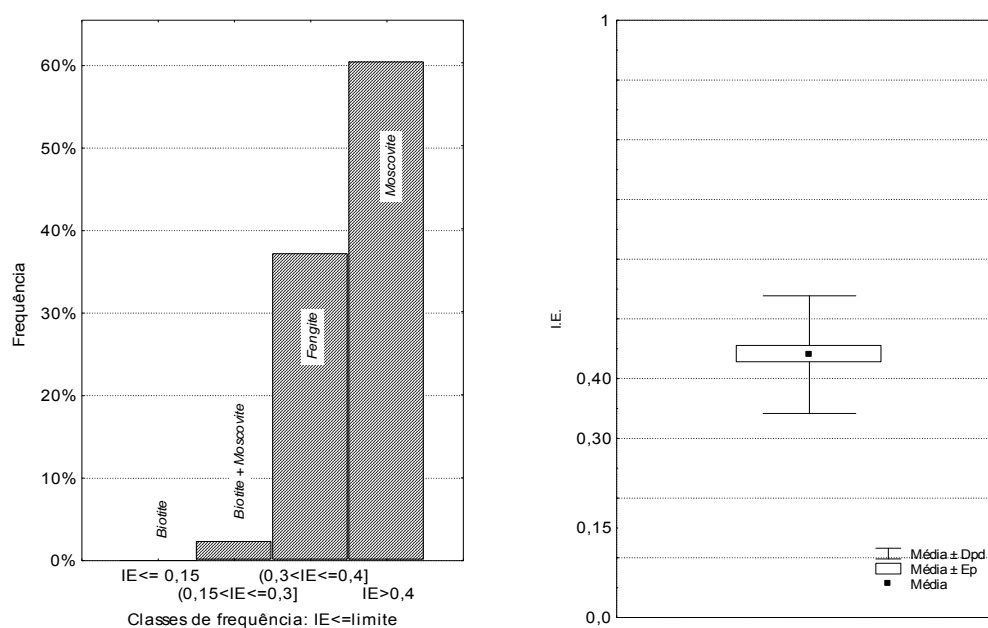


Figura IV.68 - Histogramas de frequência relativa e "box-plot" do Índice de Esquevin das illites dos sedimentos de berma.

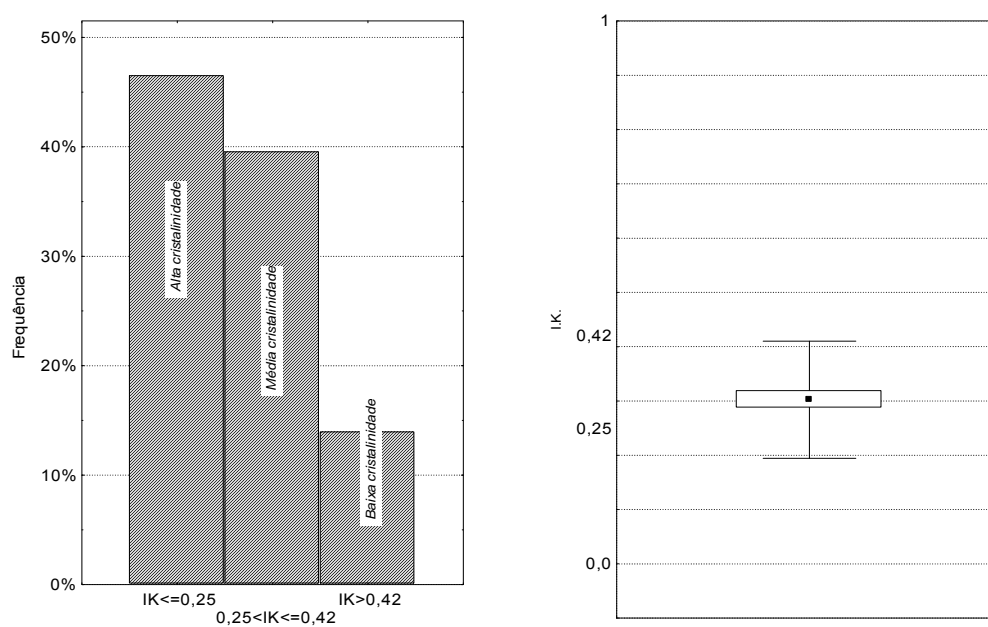


Figura IV.69 - Histogramas de frequência relativa e "box-plot" do Índice de Kubler das illites dos sedimentos de berma.

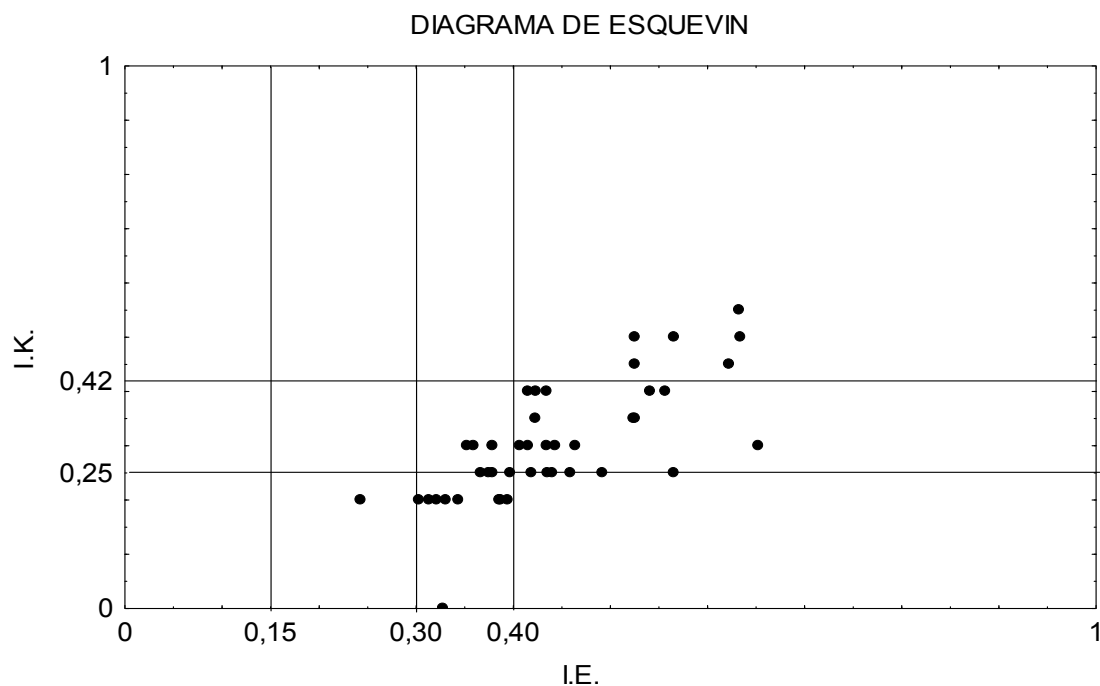


Figura IV.70 - Diagrama de *Esquevin* (1969) relativo às illites dos sedimentos berma.

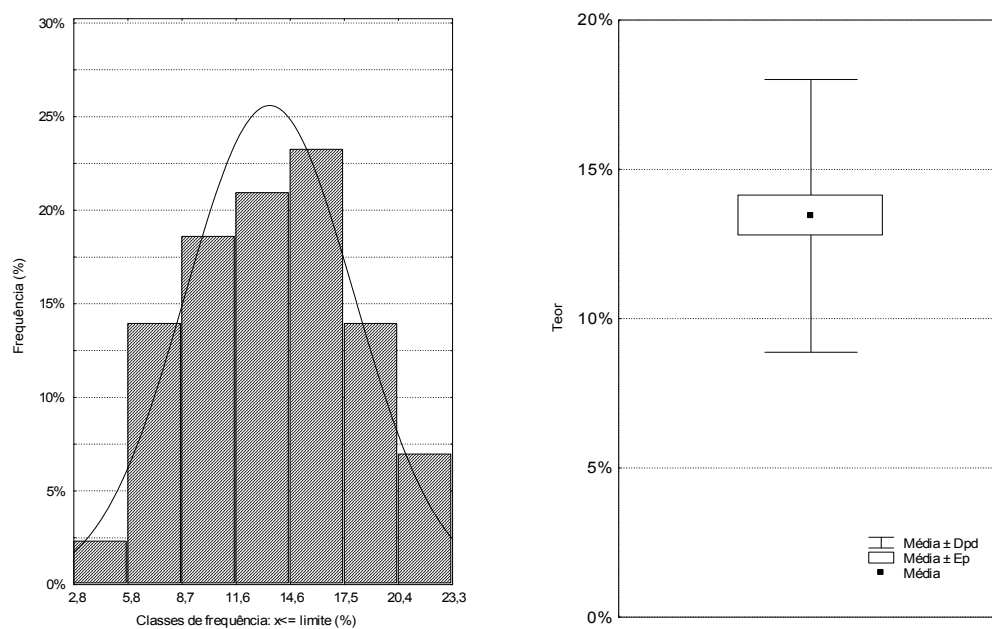


Figura IV.71- Histogramas de frequência relativa e "box-plot" da caulinite dos sedimentos de berma.

teores de K entre $\sim 11\%$ (P_{25}) e $\sim 16\%$ (P_{75}). O ligeiro aumento de K nos SB é acompanhado por maior homogeneidade dos teores com que ocorre nas amostras colhidas, como se depreende dos valores inferiores das medidas de dispersão determinadas ($Dpd \sim 5\%$; $Mad \sim 3\%$). O coeficiente de curtose ($Cc -0,29$) e o coeficiente de assimetria ($Ca -0,11$) dão indicação de uma curva de distribuição de teores aproximadamente normal — Figura IV.71.

Considerando o índice utilizado na determinação da cristalinidade da K concluímos, a partir do índice médio (M e $Mdn 0,29$), que a cristalinidade é média, com um mínimo de 0,04 e máximo

Tabela IV.24 - Estatística dos índices de cristalinidade da caulinite - aferido pela razão entre a largura a meia altura e a altura do pico 7Å (Rocha 1995) - dos sedimentos de berma.	M	0,29
	Mdn	0,29
	Md	0,33
	Freq. Md	4,00
	Min	0,04
	Max	0,42
	P₂₅	0,26
	P₇₅	0,33
	Mad	0,04
	Dpd	0,08
	Ca	-0,8
	Cc	1,88

de 0,42 — Tabela IV.24. A cristalinidade das K de berma apresenta-se, assim, ligeiramente superior à exibida pela K dos Sfp . O P_{25} aponta para que $\frac{1}{4}$ das K apresentem CK inferiores a 0,26 (P_{25}) enquanto o P_{75} sugere $\frac{3}{4}$ dos índices determinados sejam inferiores a 0,33 (P_{75}). O coeficiente de assimetria ($Ca -0,82$) da curva de distribuição dos índices de cristalinidade sugere que seja aproximadamente simétrica (Figura IV.72), enquanto os Sfp descrevem uma curva assimétrica à direita, indicando o coeficiente de curtose ($Cc 1,88$) a indicação da

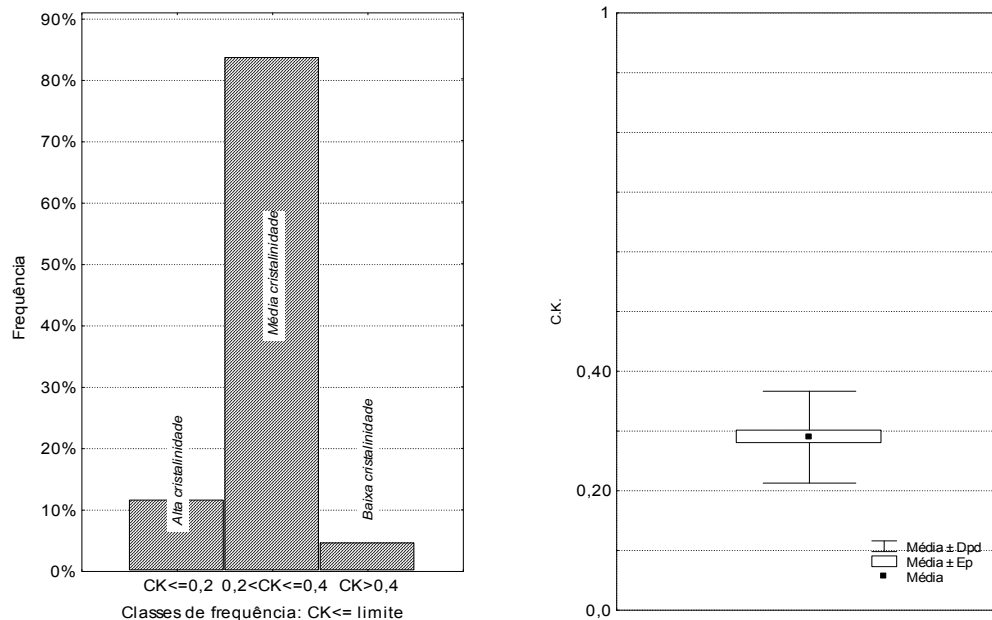


Figura IV.72 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos índice de cristalinidade das caulinites.

diminuição da tendência leptocúrtica, comparativamente aos *SFp*.

INTERESTRAFICADOS IRREGULARES 10-14Å surgem com teor médio de ~12% (*Mdn* ~12%), proporção ligeiramente inferior à verificada nos *SFp*. Em algumas amostras o teor mínimo é nulo (*Min* 0%) ao passo que o teor máximo (*Max* ~30%) confirma o menor peso dos interestratificados nos *SB*. Das amostras recolhidas, ¼ apresentam teores inferiores a ~8% (*P*₂₅), com valor *P*₇₅ (~15%) a confirmar a redução da importância no cortejo argiloso. O coeficiente de assimetria (*Ca* ~0,49) indicia a proximidade entre os valores das medidas de tendência central, com o coeficiente de curtose (*Cc* ~1,07) a visualizar uma tendência leptocúrtica da curva de distribuição. As medidas de variabilidade (*Dpd* ~7%; *Mad* ~3%) mostram alguma diminuição da mesma, relativamente aos *SFp* — Figura IV.73.

Apesar de manter, no cortejo mineralógico, a posição relativa que se observava nos *SFp*, o teor médio da **CLORITE** nos *SB* é ligeiramente inferior (*M* ~7%; *Mdn* ~6%), indicação que é confirmada pelo teor máximo inferior (*Max* ~15%). Os *P*₂₅ (~4%) e *P*₇₅ (~12%) são ligeiramente inferiores, mas definem um intervalo menos extenso. Esta redução da amplitude de variação dos teores de ocorrência é visível na diminuição do desvio padrão (*Dpd* ~4%) para cerca de metade do verificado nos *SFp*, o mesmo se verificando nas medidas mais robustas de dispersão (*Mad* ~3%). Temos assim que a presença de *C* é regular nos sedimentos, facto que encontra sustentação no teor superior do *P*₂₅, sugerindo um menor número amostras onde não se verifica o seu registo. O coeficiente de curtose (*Cc* -0,97) indicia a ligeira tendência curva leptocúrtica e o coeficiente de assimetria (*Ca* 0,24) a convergência entre as medidas de tendência central, contrariamente ao observado com a curva de distribuição dos teores de *C* nos *SFp* — Figura IV.74.

Os restantes minerais argilosos (*I*, *K/S*, *I/C* e *S*) não mostram alterações significativas, quando estabelecida a comparação com o registo dos mesmos nos *SFp*.

Assim, os **INTERESTRAFICADOS CAULINITE/ESMECTITE** apresentam teor médio reduzido (*M* ~4%; *Mdn* ~3%) e máximo de ~15% sensivelmente superiores aos correlativos dos *SFp*, tal como *P*₂₅ e *P*₇₅, que apontam para que metade das amostras colhidas apresentem teores entre ~2% (*P*₂₅) e ~7% (*P*₇₅) — Tabela IV.21. O desvio padrão e o *Mad* apontam para uma dispersão dos teores similar à verificada nos *SB* (respectivamente ~3,5% e ~2%), o mesmo sucedendo com os coeficientes de assimetria e curtose (*Ca* e *Cc* 1,15), que sugerem teores modais inferiores ao valor médio (curva assimétrica à direita) valores, com reduzida variabilidade na zona central da curva de distribuição — curva leptocúrtica. Podemos, assim, dizer que o registo dos *K/S* nos depósitos sedimentares de face de praia e berma é similar — Figura IV.75.

O mesmo sucede com os **INTERESTRAFICADOS IRREGULARES ILLITE/CLORITE (*I/C*)**, primam

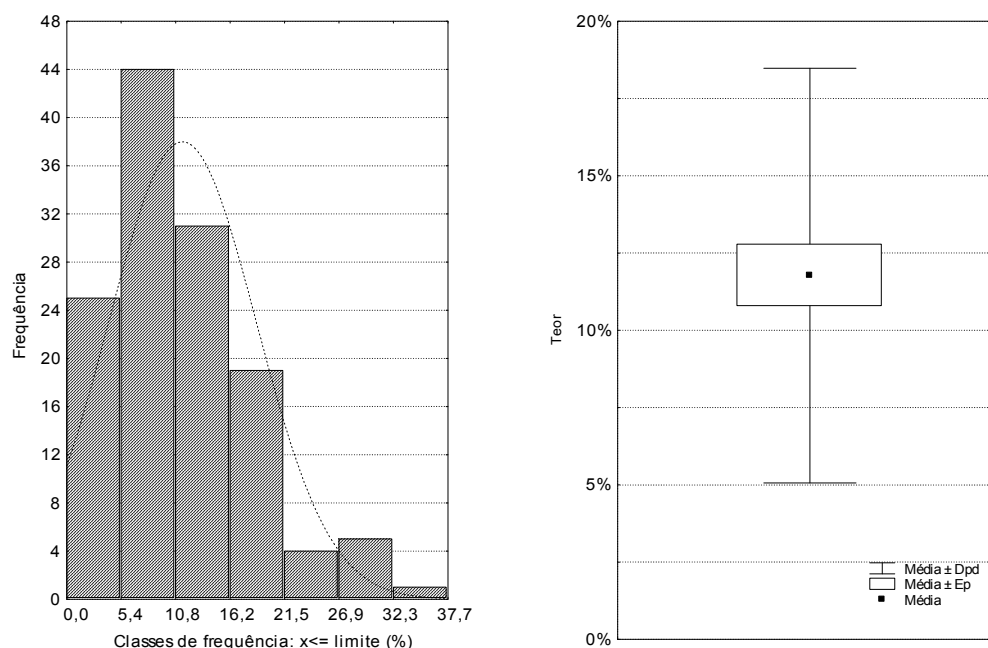


Figura IV.73 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos interestratificados irregulares 10-14Å dos sedimentos de berma.

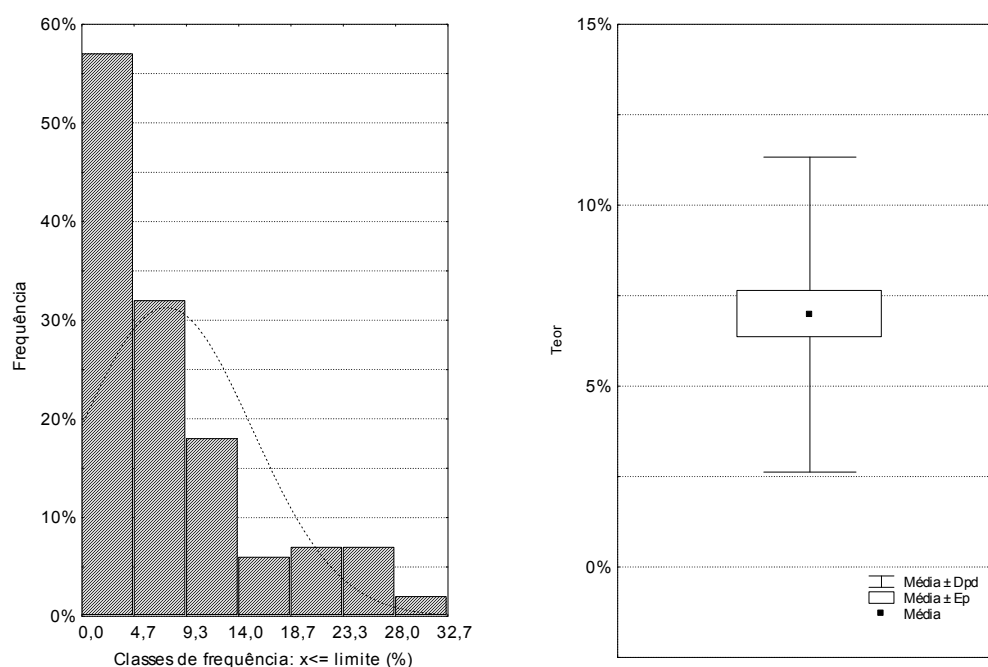


Figura IV.74 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” da clorite dos sedimentos de berma.

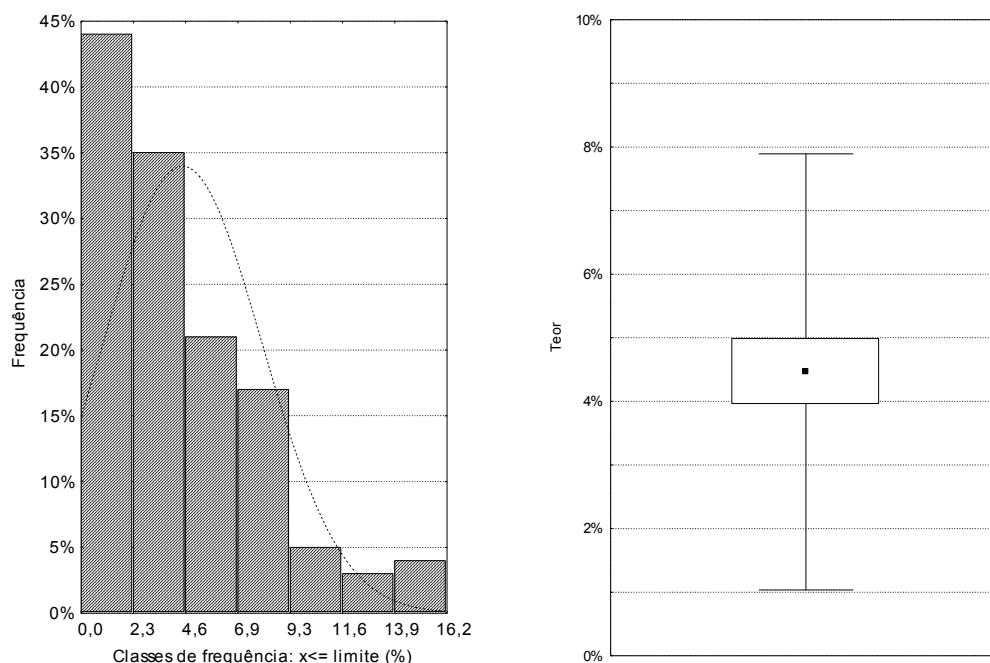


Figura IV.75 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos interestratificados caulinite/esmectite dos sedimentos de berma.

pela ausência na maioria das amostras colhidas ($P_{75} = 0\%$), tendo sido determinado um teor médio de $\sim 2\%$, e máximo significativamente inferior ao registado nos *SFp* ($Max \sim 14\%$). Tal repercute-se na reduzida variabilidade dos teores de ocorrência ($Dpd \sim 4\%$; $Mad 0\%$), que é, contudo, similar. Mas ao contrário do registado nos *SFp*, o coeficiente de assimetria é inferior ($Ca 1,79$), tal como é menor a variabilidade na porção central da curva de distribuição ($Cc 2,0$) — leptocúrtica —, o que é compatível com o carácter traço da *I/C* nos *SB* — Figura IV.76.

A *ESMECTITE* exhibe um comportamento semelhante ao observado nos *SFp*. O teor médio (M e $Mdn 1\%$) indicia registo traço, tal como se verificou, também, nos *SFp*. O teor máximo ($Max \sim 3\%$) sugere diminuição nos *SB*. O facto de $\frac{1}{4}$ ($P_{25} 0\%$) das amostras não registar esmectite apoia essa interpretação, com $\frac{3}{4}$ apresentando um teor inferior a $\sim 1\%$ (P_{75}). A dispersão dos teores, indicada pelo desvio padrão e Mad (respectivamente $0,8\%$ e $0,6\%$), reflecte a reduzida abundância, inferior, no entanto, à registada nos *SFp* — Figura IV.77.

Podemos assim caracterizar o cortejo de minerais argilosos identificados nos *SB* pela $I > K, I_{10-14} > C(K/S, I/C, S)$, composicionalmente similar à associação registada *SFp* mas distinta pela inversão das posições entre a *K* e os I_{10-14} , mantendo, no entanto, a proximidade de representação.

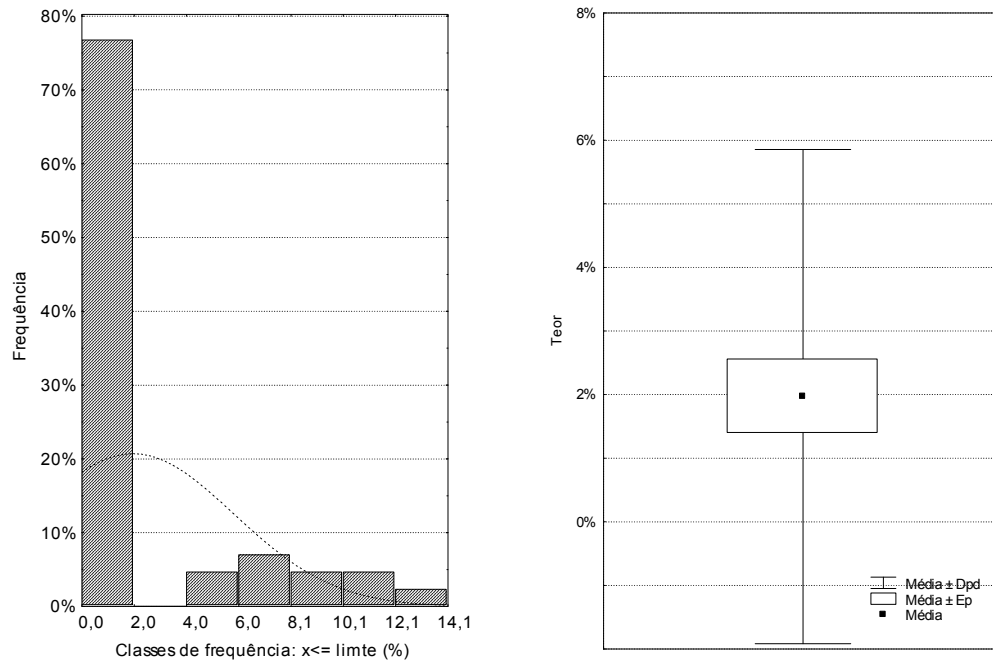


Figura IV.76 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos interestratificados illite/clorite dos sedimentos de berma.

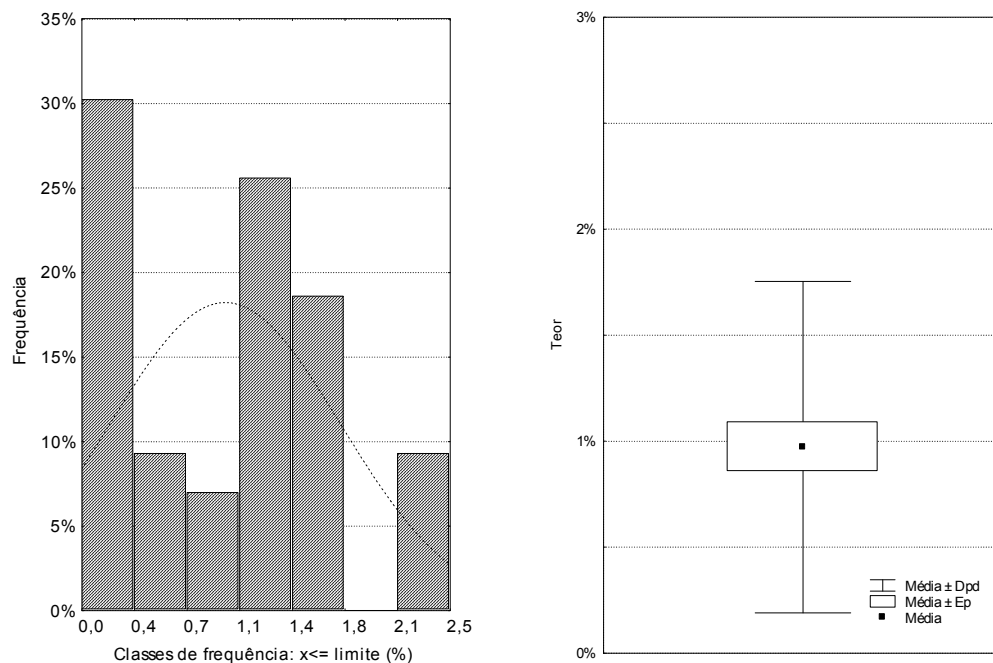


Figura IV.77 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” da esmectite dos sedimentos de berma.

Tal como se verificou nos depósitos sedimentares de face de praia, os minerais argilosos identificados nos depósitos de berma pautam-se no geral pela ausência de relações de interdependência (correlações), à excepção dos I_{10-14} , K , S e C — Tabela IV.25. Enquanto os teores dos interestratificados e da K , bem como da S e da C , variam em proporcionalidade directa (coeficientes de correlação positivos), já os teores de K e a C , à semelhança do observado nos depósitos de face de praia, variam inversamente (coeficientes negativos) — Figura IV.78.

Tabela IV.25 - Matriz dos coeficientes de correlação de Spearman dos resultados log-ratio transformados - $\log(X/I)$ - da semi-quantificação dos minerais argilosos nos depósitos de berma. A **negrito** e sublinhado coeficientes de correlação significativos para $p \leq 0,05$.

	I_{10-14}	S	IC	I	K	KS	C
I_{10-14}	1	0,32	-0,42	-	<u>0,36</u>	0,03	-0,13
S		1	-	-	-0,15	0,26	<u>0,38</u>
IC			1	-	0,16	0,36	0,24
I				1	-	-	-
K					1	-0,01	-0,61
KS						1	-0,06
C							1

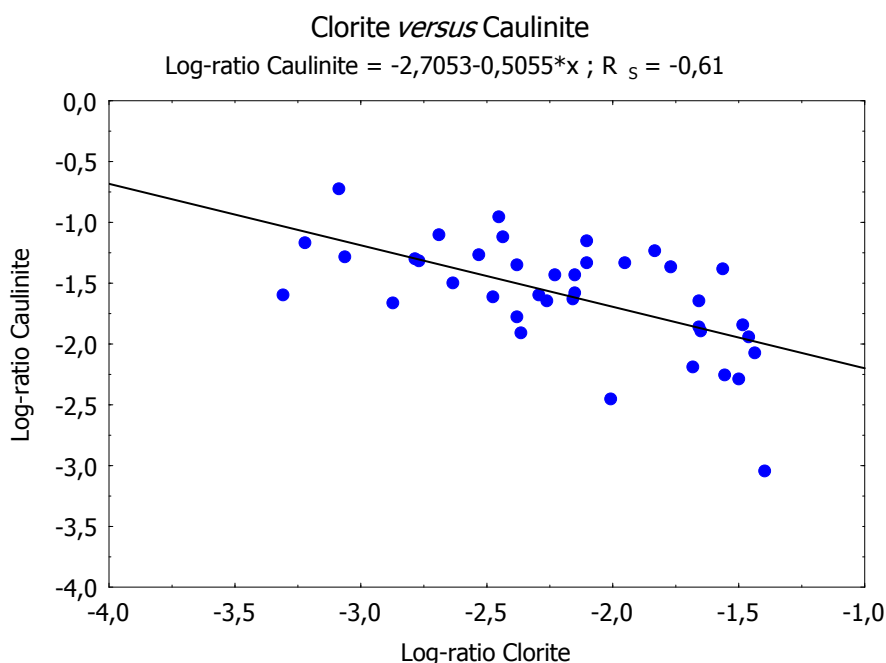


Figura IV.78 - Gráficos de dispersão caulinite versus clorite com coeficientes de correlação de *Spearman* significativos para $p \leq 0,05$: dados tal qual excluídos os teores nulos. A continuação a linha tendência.

Sedimentos de Duna (*SD*)

Tal como nos anteriores sedimentos abordados, a cortejo dos minerais argilosos identificados nos *SD* é dominado pela *ILLITE*. O teor médio de ~59% (*Mdn* ~58%), mínimo de ~48% e máximo ~77%, são de ordem de grandeza semelhante a determinados nos sedimentos atrás caracterizados, à excepção do mínimo, que é mais elevado — Tabela IV.26. Os teores do P_{25} e o P_{75} , respectivamente ~54% e ~62%, definem um intervalo de variação de *I* nos *SD* próximo do registado nos *SFp*. Já a variabilidade dos teores aproxima os *SD* dos *SB* — *Dpd* ~6% e *Mad* de ~4%. O coeficiente de assimetria (*Ca* 0,88) confirma uma curva de frequência de distribuição dos teores simétrica, com o coeficiente de curtose (*Cc* 1,36) a denunciar tendência leptocúrtica — Figura IV.79.

Os Índice de Esquevin médio de 0,56 (*Mdn* 0,56), com máximo de 0,79 (*Min* 0,29), indica que as *I* nos *SD* têm um carácter aluminoso mais acentuado (mais moscovíticas) relativamente às de berma e face de praia — Tabela IV.28. O valor de 0,49 do P_{25} aponta para que $\frac{3}{4}$ das *I* apresentem índices que excedem o limite inferior do campo das *I* moscovíticas (Índice de Esquevin $\geq 0,42$), o que reforça a conclusão relativas ao seu carácter mais moscovítico. O coeficiente de assimetria (*Ca* ~0,06) aponta para uma curva de distribuição de frequência simétrica e o coeficiente de curtose (*Cc* -0,23) sugere uma curva mesocúrtica. Podemos, assim, concluir, da tendência para o predomínio das *I* aluminosas (Índice de Esquevin $\geq 0,42$) em detrimento das *I* ferro-magnesianas (Índice de Esquevin $\leq 0,3$) nos *SD*, o que parece distinguir estes depósitos dos de face de praia e de berma — Figura IV.80.

O valor médio do Índice de Kubler médio (*M* 0,36; *Mdn* 0,35) aponta para *I* com um grau de ordem estrutural (cristalinidade) ligeiramente inferior às que ocorrem nos *SB* (*M* 0,30), aproximando-se, contudo, do grau de ordem estrutural registada nos *SFp* (*M* 0,39), mantendo-se, portanto, a cristalinidade classificada como média — Tabela IV.28. O P_{25} (0,30) e P_{75} (0,40) confir-

Tabela IV.26 - Estatística amostral dos minerais identificados nos sedimentos de dimensão < 2µm dos depósitos de duna em agregado orientado.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P_{25}	P_{75}	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I</i>	58,7	58,0	s/ Md		48,2	76,5	54,4	62,3	3,8	6,1	0,9	1,4
<i>K</i>	17,3	18,6	s/ Md		0,5	30,9	11,4	24,5	5,9	8,9	-0,5	-0,9
<i>I₁₀₋₁₄</i>	8,7	8,0	0,0	3,0	0,0	21,2	5,6	10,8	2,5	4,8	0,5	0,5
<i>C</i>	7,5	3,6	0,0	19,0	0,0	27,4	0,0	12,8	3,6	9,6	1,0	-0,6
<i>K/S</i>	5,1	4,4	s/ Md		0,0	16,2	2,0	7,5	2,9	3,9	0,9	0,7
<i>I/C</i>	1,9	0,0	0,0	32,0	0,0	21,0	0,0	0,0	0,0	4,4	2,8	8,7
<i>S</i>	0,8	0,8	0,0	17,0	0,0	3,7	0,2	1,2	0,8	0,8	1,2	2,3

Tabela IV.27 — Mineralogia da fracção < 2µm nos sedimentos de duna.

Am	<i>I</i> ₁₀₋₁₄	<i>S</i>	<i>I/C</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	<i>K/S</i>	<i>C</i>
E011	5,38	0,00	10,41	54,39	3,29	1,54	24,98
E021 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E031	16,87	1,03	0,00	62,34	5,45	1,48	12,83
E041	10,10	0,00	0,00	65,23	0,78	4,62	19,27
E051	7,43	1,88	0,00	60,02	1,52	5,33	23,82
E061 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E071 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E081	2,10	0,00	21,02	48,15	18,37	10,35	0,00
E091	8,04	0,00	0,00	62,02	3,70	1,43	24,81
E101	11,98	0,76	0,00	51,69	7,10	1,04	27,45
E111	12,06	3,68	0,00	51,83	20,20	7,28	4,95
E121 ¹	-	-	-	-	-	-	-
E131	5,14	1,53	0,00	60,45	5,98	3,08	23,80
E141	8,67	0,00	0,00	62,87	4,99	2,51	20,96
E151	9,51	0,00	0,00	65,91	0,54	0,63	23,41
E161	5,81	2,01	0,00	49,99	7,79	8,60	25,80
E171	7,36	0,00	10,31	50,33	26,48	5,52	0,00
E181	0,00	0,00	0,00	76,52	11,42	3,13	8,93
E191	6,57	0,00	5,66	59,23	14,39	4,44	9,71
E201	18,39	0,00	0,00	56,70	18,61	2,08	4,21
E211	10,08	1,24	0,00	57,60	27,55	3,53	0,00
E221	11,67	0,84	0,00	55,36	28,68	3,45	0,00
E231	5,41	1,24	0,00	65,19	24,49	3,68	0,00
E241	14,55	0,00	0,00	54,43	22,87	8,15	0,00
E251	4,20	0,92	0,00	57,81	29,57	7,50	0,00
E261	7,36	2,11	4,60	54,19	23,17	8,57	0,00
E271	10,08	0,00	0,00	60,23	27,69	2,00	0,00
E281	7,97	0,00	5,84	58,54	22,99	0,36	4,30
E291	6,95	1,36	0,00	58,02	25,47	8,21	0,00
E301	7,46	0,00	0,00	74,63	14,29	3,62	0,00
E311	9,29	0,00	0,00	56,11	14,85	14,59	5,16
E321	10,08	0,68	0,00	53,91	15,53	16,21	3,58
E331	16,76	0,76	0,00	53,67	19,93	8,88	0,00
E341	8,98	1,31	0,00	61,76	18,22	0,00	9,73
E351	17,50	0,49	0,00	55,29	20,94	5,79	0,00
E361	7,80	0,00	4,28	62,92	23,59	1,42	0,00
E371	6,14	1,09	10,07	58,91	21,52	0,11	2,15
E381	21,23	0,81	0,00	50,87	16,29	5,61	5,19
E391	11,49	0,56	0,00	54,54	24,53	8,89	0,00
E401	0,00	1,43	0,00	67,08	24,95	6,55	0,00
E411	4,95	1,12	7,20	58,41	28,20	0,12	0,00
E421	5,63	1,41	0,00	56,28	17,68	12,32	6,70
E431	10,76	1,03	0,00	62,74	20,02	5,45	0,00
E441	0,00	1,85	0,00	62,55	15,50	4,40	15,70
E451	5,46	0,00	0,00	57,50	30,93	6,11	0,00
E461 ¹	-	-	-	-	-	-	-

Legenda: *I*₁₀₋₁₄ - interestratificados 10-14Å; *S* - esmectite; *I/C* - interestratificados illite/clorite; *I* - illite; *K* - caulinite; *K/S* - interestratificado caulinite/esmectite; *C* - clorite. **NOTA:** 1) Variáveis não quantificadas por ausência da unidade morfológica no perfil de praia.

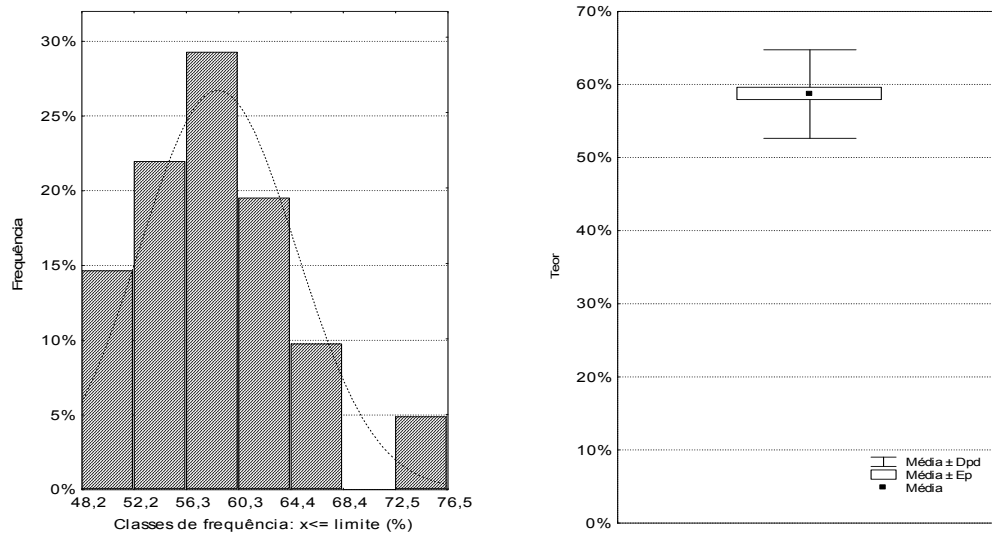


Figura IV.79 - Histogramas de frequência absoluta e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da illite identificada nos sedimentos de duna. A continuação a curva de frequência correspondente a uma

Tabela IV.28 - Estatística dos Índice de Esquevin e de Kubler das illites dos sedimentos de duna.

	M	Mdn	Md	Freq. Md	Min	Max	P25	P75	Mad	Dpd	Ca	Cc
<i>I.E.</i>	0,6	0,6	s/ Md	-	0,3	0,8	0,5	0,6	0,1	0,1	-0,1	-0,2
<i>I.K.</i>	0,4	0,3	0,4	14,0	0,2	0,5	0,3	0,4	0,1	0,1	0,1	-0,3

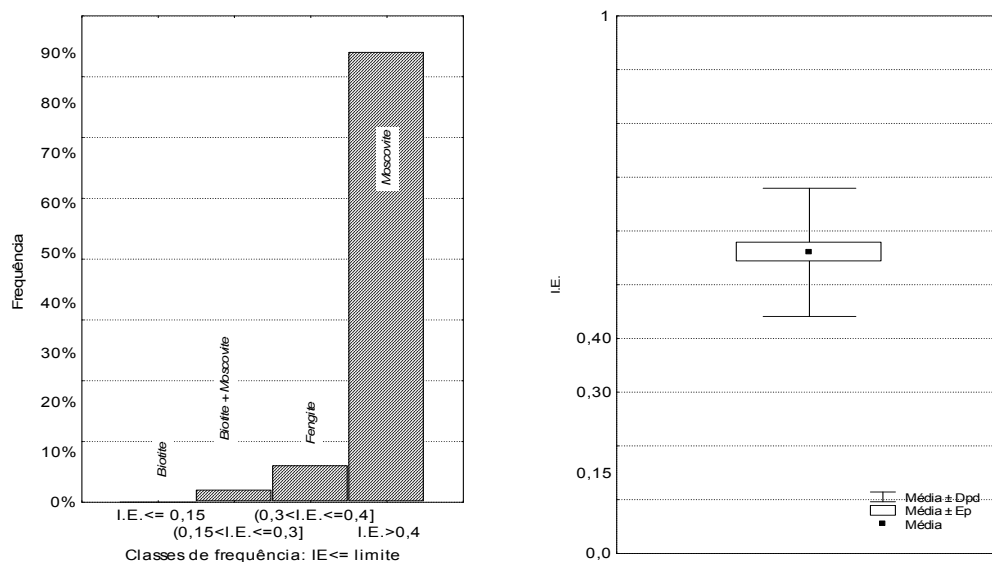


Figura IV.80 - Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo ao índice de Esquevin das illites dos sedimentos de duna.

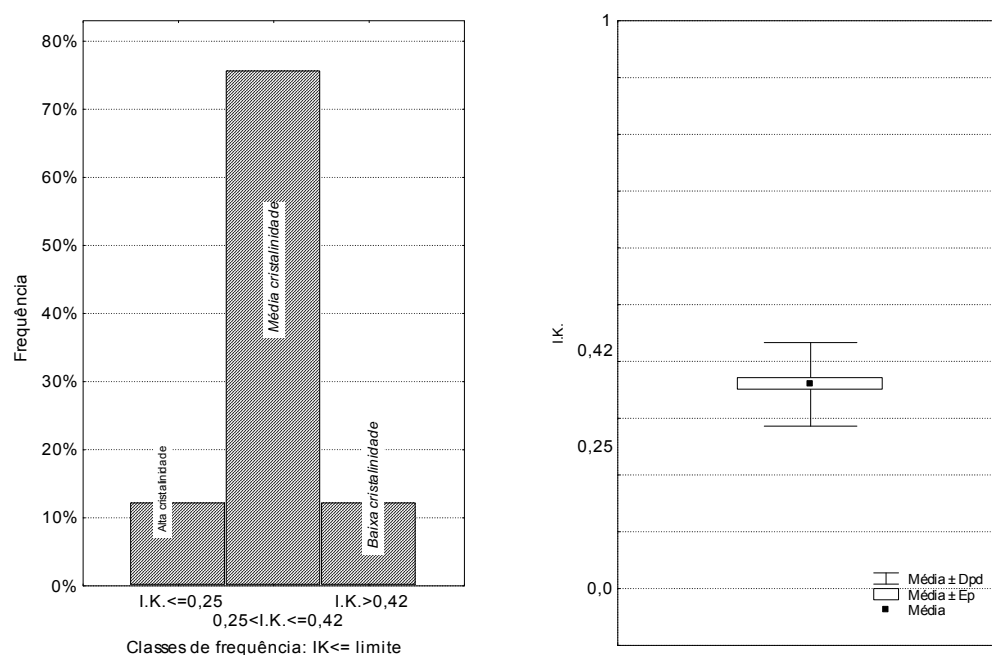


Figura IV.81 - Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo ao Índice de Kubler das illites dos sedimentos de duna.

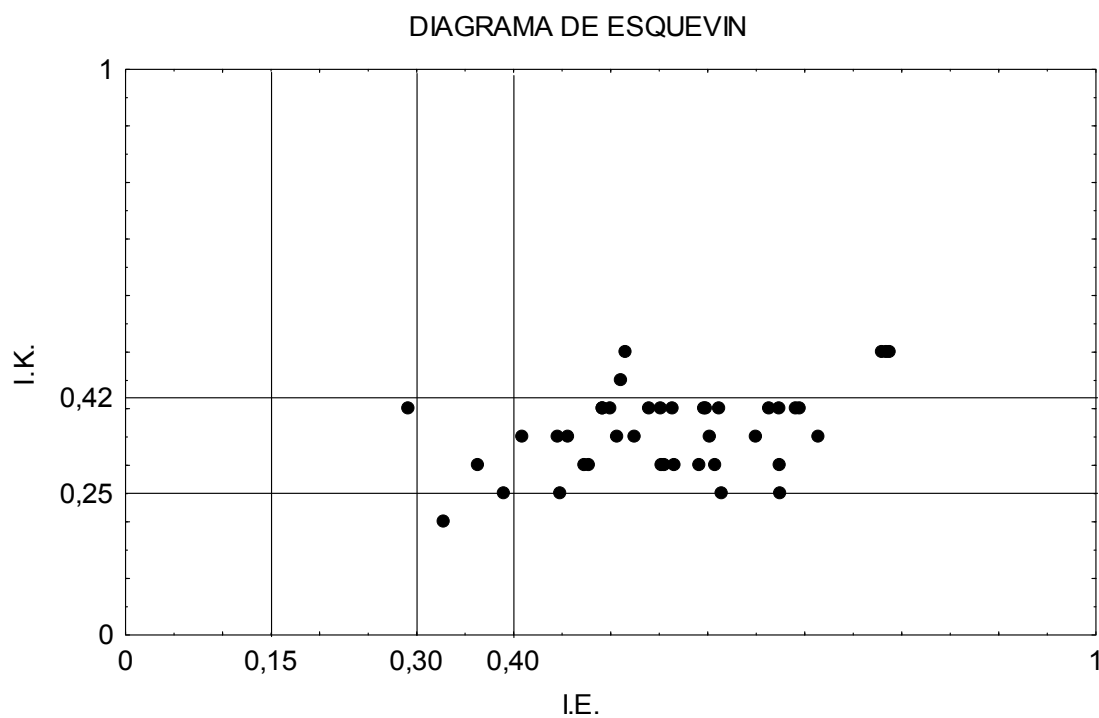


Figura IV.82 - Diagrama de Esquevin (1969) relativo às illites dos sedimentos de duna.

mam essa classificação. O coeficiente de assimetria ($Ca \sim 0,09$) aponta para uma distribuição simétrica que sugere uma vez mais proximidade entre medidas de tendência central, com o coeficiente de curtose ($Cc -0,26$) a sugerir uma distribuição mesocúrtica — Figura IV.81.

A *CAULINITE* mostra o teor médio mais elevado entre os sedimentos amostrados ($M \sim 17\%$; $Mdn \sim 19\%$), com máximo de $\sim 31\%$, embora algumas amostras não registem a sua presença ($Min 0\%$). O aumento da K é concomitante com a redução dos teores em I_{10-14} . $\frac{1}{4}$ das amostras colhidas tem teores em K inferiores a $\sim 11,5\%$ (P_{25}) e $\frac{3}{4}$ teores inferiores a $\sim 24,5\%$ (P_{75}), confirmando, assim, a tendência para enriquecimento relativo dos SD em K . O coeficiente de assimetria ($Ca -0,48$) e o coeficiente de curtose ($Cc -0,90$) sugerem uma curva de frequência de distribuição normal, o que implica, também, a proximidade entre as medidas de tendência central. Já a dispersão dos teores aproxima-se da observada nos SFp ($Dpd \sim 9\%$; $Mad \sim 6\%$). Ou seja, os teores apresentam heterogeneidade similar à dos sedimentos de face, contrastando com os SB em que a presença é mais homogênea no conjunto das amostras colhidas — Figura IV.83.

No que respeita à cristalinidade conclui-se que as K de duna não apresentam significativas diferenças na sua organização estrutural comparativamente à registada nos SB e nos de SFp . O valor médio do índice de cristalinidade de $0,29$ ($Mdn 0,29$) é igual ao apresentado pelas caulinites

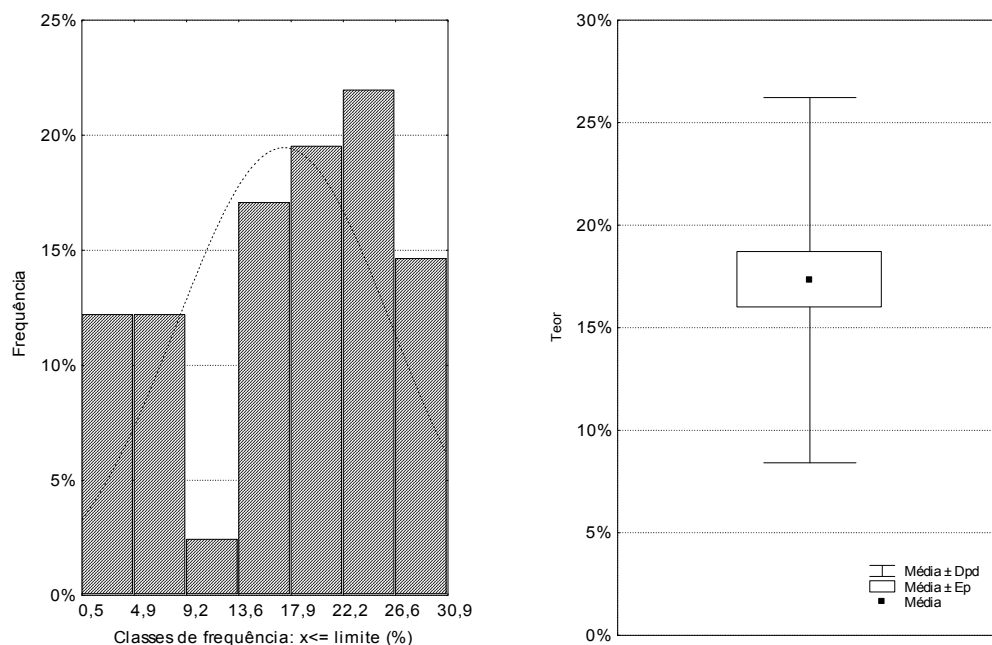


Figura IV.83 - Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo caulinite dos sedimentos de duna.

Tabela IV.29 - Estatística do índice de cristalinidade da caulinite dos sedimentos de duna aferida pela razão entre a largura a meia altura e a altura do pico 7Å (Rocha 1995).

M	0,29
Mdn	0,29
Md	Multp.
Freq. Md	-
Min	0,03
Max	0,45
P₂₅	0,24
P₇₅	0,35
Mad	0,05
Dpd	0,08
Ca	-0,6
Cc	1,44

de berma (M 0,29) e ligeiramente inferior às de face de praia (M 0,33) — Tabela IV.29. Mesmos os valores máximos (0,45) e mínimos (0,03), bem como P_{25} (0,24) e P_{75} (0,35), apresentam valores próximos dos encontrados nos outros depósitos amostrados, com exceção dos de face de praia. Esta proximidade entre as características cristalográficas das K dos domínios sedimentares amostrados revela-se, de igual modo, na variabilidade dos próprios índices ($Dpd \sim 0\%$; $Mad \sim 0\%$), como se conclui da comparação entre valores das medidas de dispersão. No domínio sedimentar de duna, tal

como no de berma e face de praia, predominam as K com cristalinidade média. O coeficiente de assimetria (Ca -0,64) e o coeficiente de curtose (Cc 1,44) apontam para uma curva de distribuição dos índices de cristalinidade das K aproximadamente simétrica de tendência leptocúrtica, o que sugere proximidade entre os valores dos estatísticos de tendência central e a concentração dos valores em torno do índice médio — Figura IV.84.

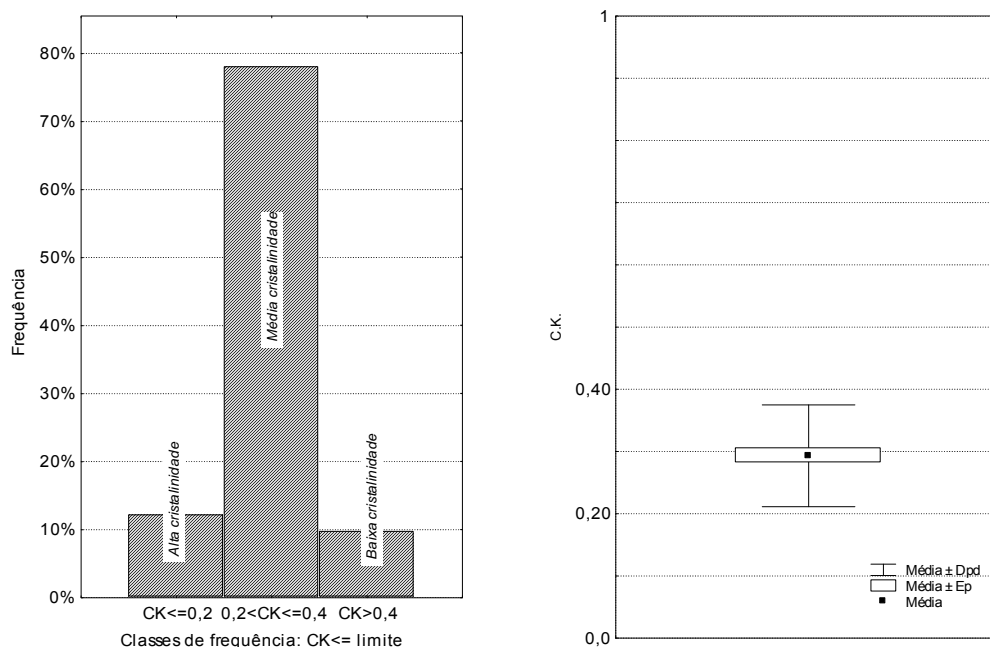


Figura IV.84 – Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) dos índice de cristalinidade da caulinite.

Os **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES 10-14Å** sofrem no domínio dunar uma quebra de representatividade relativa; apresentam teor médio de ~9% ($Mdn \sim 8\%$), com máximo de ~21%. Os P_{25} e P_{75} confirmam isso mesmo, com $\frac{1}{4}$ das amostras apresentando teores inferiores ~6% e $\frac{3}{4}$ inferiores a ~11%. Esta quebra é acompanhada pela diminuição da variabilidade dos teores de ocorrência – $Dpd \sim 5\%$ e Mad de ~3% (Figura IV.85).

A C e os K/S e I/C assim como a S continuam a manter, tal como anteriormente, o registro traço nos SD , formando, assim, um grupo particular que acompanha os anteriores minerais argilosos identificados.

O teor médio da **CLORITE** nos SD ($M \sim 8\%$; $Mdn \sim 4\%$), com um máximo de ~27% e ausência em $\frac{1}{4}$ das amostras ($P_{25} 0\%$), aponta para a manutenção da importância relativa observada nos outros depósitos amostrados, com $\frac{3}{4}$ das amostras mostrando teores de C inferiores a ~13% (P_{75}). O coeficiente de assimetria positivo ($Ca 1,0$) indicando teores mais frequentes inferiores ao teor médio e o coeficiente de curtose ($Cc -0,60$) indicia uma curva de distribuição de perfil normal (mesocúrtica) — Figura IV.86.

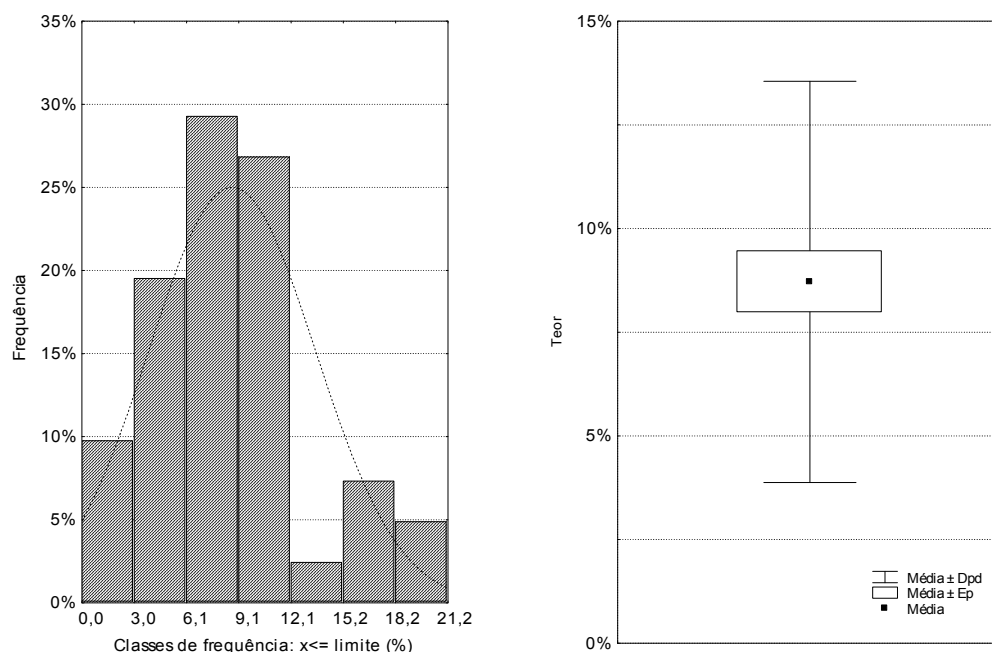


Figura IV.85 - Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo a interestratificados irregulares 10-14Å dos sedimentos de duna.

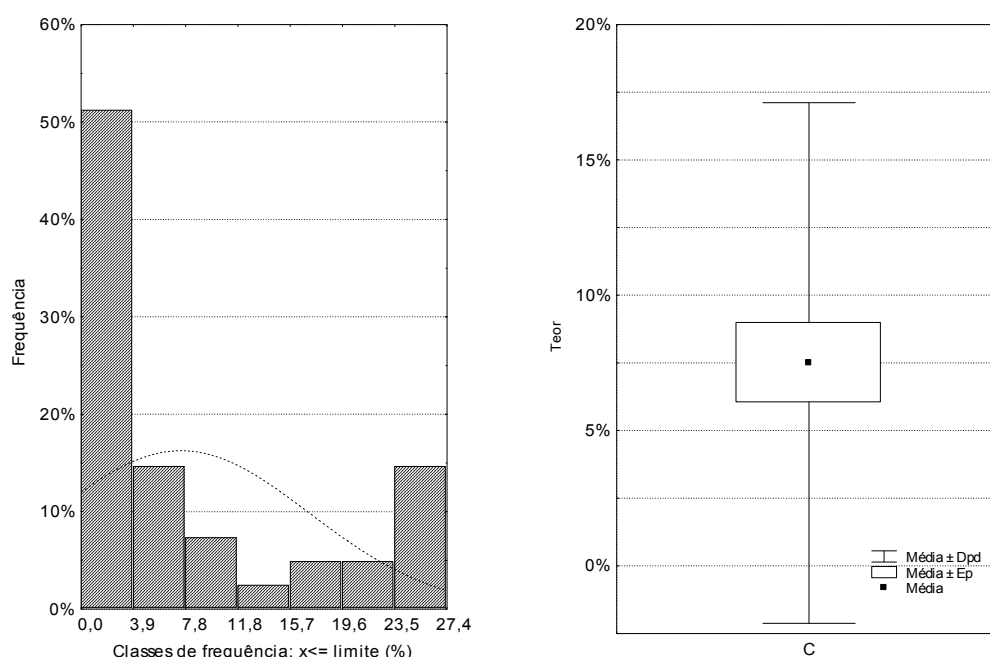


Figura IV.86 - Histogramas de frequência relativa e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) relativo à clorite dos sedimentos de duna.

Os **INTERESTRATIFICADOS CAULINITE/ESMECTITE** mantêm teores semelhantes aos registrados nos outros depósitos, conforme se conclui do teor médio ($M \sim 5\%$; $Mdn \sim 3\%$) e máximo de $\sim 16\%$. As medidas de variabilidade a exibem também valores semelhantes ($Dpd \sim 4\%$; $Mad \sim 3\%$) — Tabela IV.26. Os P_{25} e P_{75} sugerem um intervalo de variação dos teores de metade das amostras ligeiramente mais amplo - $P_{25} \sim 2\%$; $P_{75} \sim 8\%$. Os valores do coeficiente de assimetria e curtose gráfica ($Ca \sim 0,93$; $Cc \sim 0,74$) indicam uma curva de distribuição de teores aproximadamente simétrica e mesocúrtica — Figura IV.87.

O comportamento dos **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES ILLITE/CLORITE** mantém-se com o mesmo nível de representatividade observado nos domínios sedimentares anteriormente analisados, isto é, traço, com teor médio de $\sim 2\%$ e máximo de 21% ($Min \sim 0\%$), continuando o $P_{75} (0\%)$ a indicar ausência em $3/4$ das amostras analisadas. O mesmo comportamento se verifica quando nos reportamos às medidas de dispersão, com desvio padrão de $4,4\%$ e a medida mais robusta a indicar a ausência de variabilidade ($Mad \sim 0\%$), o que é compatível com a presença traço na amostragem. O elevado coeficiente de assimetria positivo ($Ca \sim 2,76$) sustenta o referido carácter da sua presença com a ocorrência ocasional de teores elevados, reflectindo o elevado coeficiente de curtose ($Cc \sim 8,69$) o predomínio dos teores nulos — Figura IV.88.

O mesmo se verifica com a **ESMECTITE**. Apresenta um teor médio de $\sim 1\%$ e um máximo de

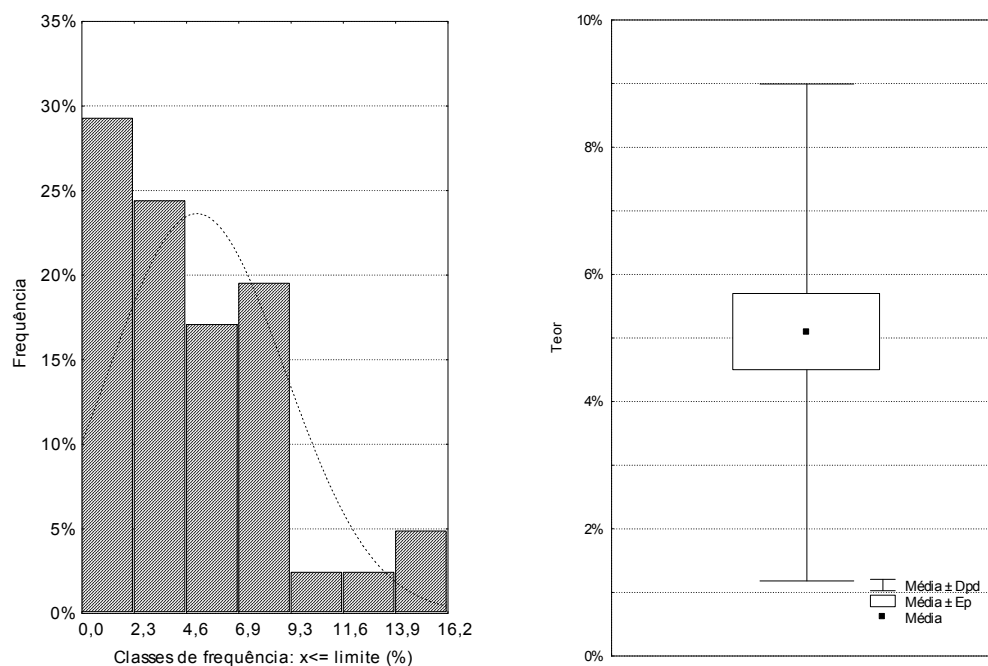


Figura IV.87 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos interestratificados caulinite/esmectite dos sedimentos de duna.

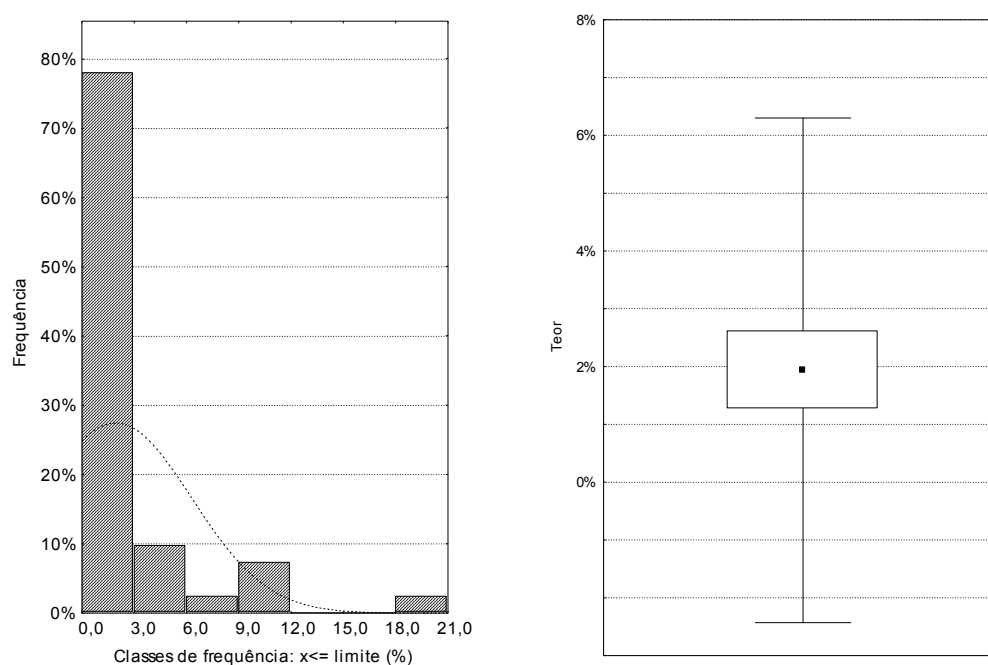


Figura IV.88 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” dos interestratificados illite/clorite dos sedimentos de duna.

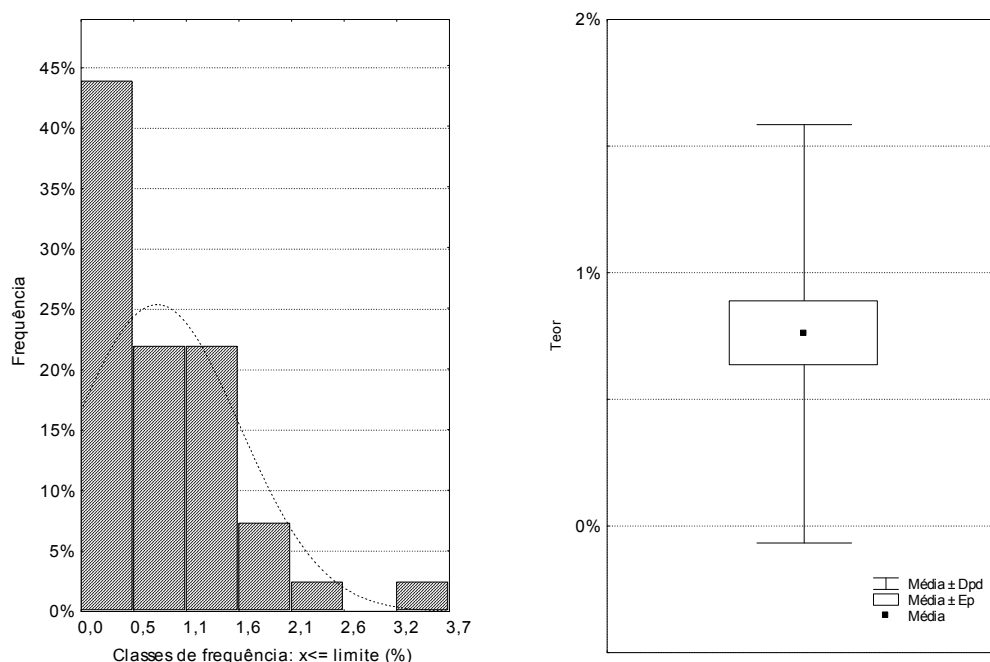


Figura IV.89 – Histogramas de frequência relativa e “box-plot” da esmectite dos sedimentos de duna.

~4%, mantendo, sensivelmente, os mesmos patamares de variabilidade determinados nos *SB* e *SFp* – *Dpd* e *Mad* ~1%. Das amostras examinadas $\frac{3}{4}$ têm teores inferiores a ~1% (P_{75}) com o coeficiente de assimetria (Ca 1,23) indicando curva de distribuição onde os teores mais frequentes são inferiores ao teor médio e o coeficiente de curtose (Cc 2,28) a sugerir a simultânea concentração dos mesmos em torno do valor médio — Figura IV.89.

Concluindo, a relação de teores dos minerais argilosos identificados nos sedimentos dos depósitos de duna é caracterizada pela associação $I > I_{10-14} > K, C(K/S, I/C, S)$, com os I_{10-14} e a C num mesmo patamar de representatividade.

Seguindo a tendência registrada nos depósitos de face de praia e berma, os minerais argilosos nos depósitos de duna continuam a pautar, na generalidade, pela ausência de correlações, com exceção da observada entre I_{10-14} e S_r e entre K e C — Figura IV.30.

A relação entre este último par (K versus C), já vinha sendo registrada nos outros domínios sedimentares (face de praia e berma). Para além disso, surge mais significativa nos *SD* (S_R -0,78) que nos *SB* (S_R -0,61) e face de praia (S_R -0,35), dando a indicação do reforço da associação dos referidos minerais argilosos no transito dos depósitos sedimentares de face de praia para os de berma e destes para os de duna — Figura IV.90.

Tabela IV.30 – Matriz dos coeficientes de correlação de *Spearman* dos resultados log-ratio transformados - $\log(X/I)$ - da semi-quantificação dos minerais argilosos nos depósitos de duna. A **negrito** coeficientes de correlação significativos para $p \leq 0,05$.

	<i>I10-14</i>	<i>S</i>	<i>IC</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	<i>KS</i>	<i>C</i>
<i>I10-14</i>	1	-0,45	-0,37	-	0,01	0,10	-0,31
<i>S</i>		1	-1,00	-	-0,21	0,01	0,25
<i>IC</i>			1	-	0,08	0,22	0,20
<i>I</i>				1	-	-	-
<i>K</i>					1	0,25	-0,78
<i>KS</i>						1	-0,14
<i>C</i>							1

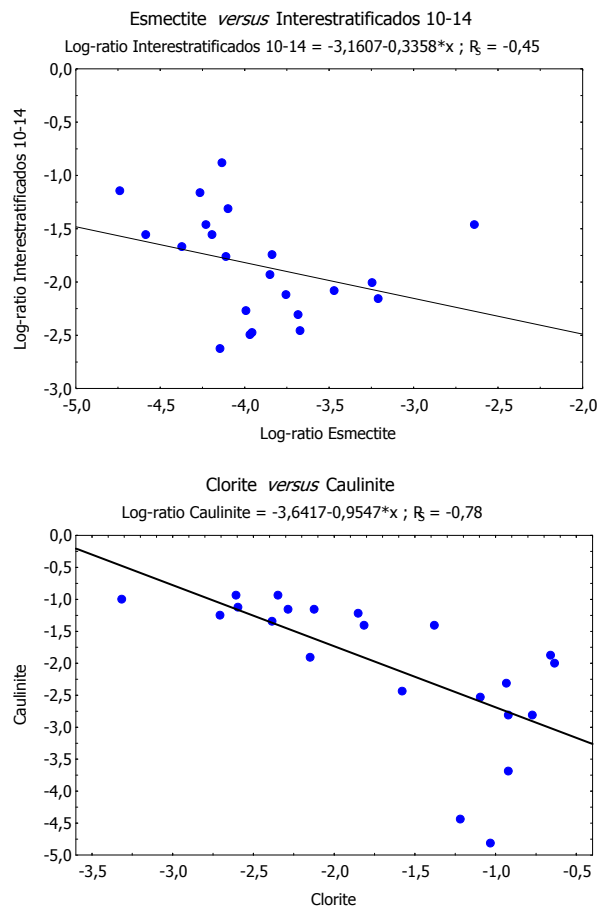


Figura IV.90 - Gráficos de dispersão dos teores tal qual de interestratificados irregulares 10-14Å *versus* esmectite e caulinite *versus* clorite - coeficiente de correlação de *Spearman* significativos para $p \leq 0,05$. A continuação a recta de regressão.

A relação inversa entre I_{10-14} e S poderá, por um lado, indicar a constituição do interestratificado. Isto é, de que a componente 14Å do interestratificado corresponda a uma componente expansiva (esmectítica), resultando o incremento dos sedimentos em S da separação física dos componentes 10Å e 14Å, com consequente diminuição do teor do interestratificado.

Análise Comparativa

Os sedimentos de face de praia, berma e duna não se distinguem no cortejo de minerais argilosos identificados na fracção $<2\mu\text{m}$. A *I*, os *I*₁₀₋₁₄ e a *K* formam a associação mineralógica dominante, e têm como característica distintiva dos restantes minerais argilosos a ocorrência com teores superiores a 10%, em particular a *I* cujos teores excedem 50%. Com abundância inferior, entre 10% e 2%, surgem a *C* e a *K/S*, tendo, por isso, sido considerados como minerais argilosos acessórios. Finalmente com presença traço surge a *I/C* e a *S*, visto registarem teores inferiores a $<2\%$.

O mineral argiloso mais representativo é a *I*, confirmando o predomínio nos sedimentos marinhos recentes, como previamente foi observado por Weaver (1977). A representatividade nos sedimentos amostrados é sensivelmente uniforme em torno dos 60% (Figura IV.91), o que se traduz na ausência de diferenças estatisticamente significativas entre as respectivas distribuições de teores e, conseqüentemente, entre as medidas de tendência central, como é indicado pelos resultados do teste *K-S* — Tabela IV.31 a IV.33. Estes teores são semelhantes aos obtidos por Oliveira et al. (1998) no estudo da matéria em suspensão no sector norte da plataforma continental portuguesa, tendo aqueles autores determinado a *I* como o mais importante mineral argiloso identificado na carga sólida em suspensão, com teores variáveis entre 56% e 82% e teor médio de 72%.

Mesmos os níveis de variabilidade determinados não se apresentam significativamente dife-

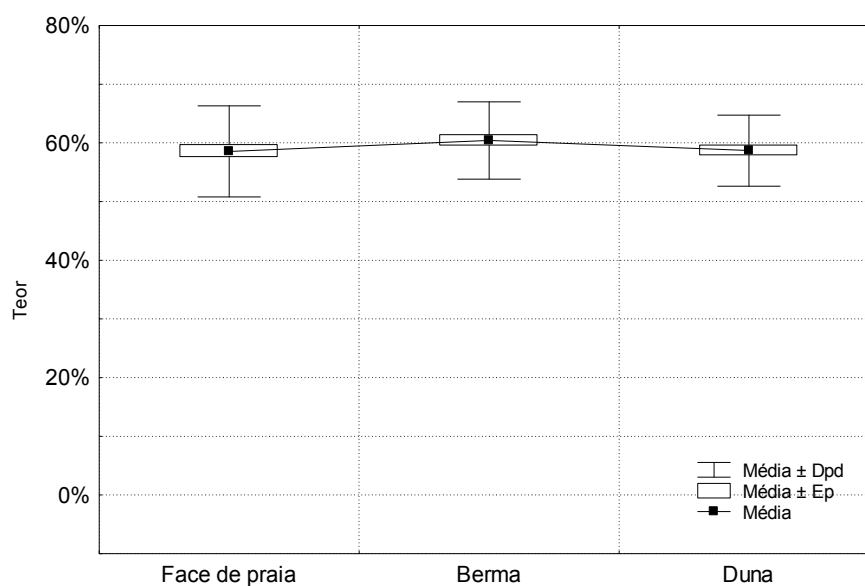


Figura IV.91 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal dos teores de illite.

Tabela IV.31 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* dados tal qual de face de praia e berma. A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Face M	Berma M	Face Dpd	Berma Dpd	Face N	Berma N
<i>I</i> ₁₀₋₁₄	-0,099	0,216	$p > .10$	13,64	11,77	8,87	6,71	45	43
<i>S</i>	-0,182	0,102	$p > .10$	1,08	0,97	1,12	0,78	45	43
<i>IC</i>	-0,094	0,022	$p > .10$	1,80	1,97	4,86	3,88	45	43
<i>I</i>	-0,152	0,022	$p > .10$	58,55	60,41	7,75	6,58	45	43
<i>K</i>	-0,177	0,144	$p > .10$	12,84	13,44	6,52	4,57	45	43
<i>KS</i>	-0,126	0,048	$p > .10$	3,98	4,46	3,17	3,43	45	43
<i>C</i>	-0,196	0,222	$p > .10$	8,11	6,98	8,29	4,35	45	43

Tabela IV.32 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* dados tal qual de face de praia e duna. A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Face M	Duna M	Face Dpd	Duna Dpd	Face N	Duna N
<i>I</i> ₁₀₋₁₄	-0,056	0,343	$p < .025$	13,64	8,71	8,87	4,84	45	41
<i>S</i>	0,000	0,215	$p > .10$	1,08	0,76	1,12	0,83	45	41
<i>IC</i>	-0,075	0,022	$p > .10$	1,80	1,94	4,86	4,36	45	41
<i>I</i>	-0,111	0,170	$p > .10$	58,55	58,69	7,75	6,05	45	41
<i>K</i>	-0,408	0,055	$p < .005$	12,84	17,32	6,52	8,90	45	41
<i>KS</i>	-0,203	0,053	$p > .10$	3,98	5,09	3,17	3,91	45	41
<i>C</i>	-0,126	0,234	$p > .10$	8,11	7,50	8,29	9,62	45	41

Tabela IV.33 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* dados tal qual de berma e duna. A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	Berma M	Duna M	Berma Dpd	Duna Dpd	Berma N	Duna N
<i>I</i> ₁₀₋₁₄	-0,065	0,406	$p < .005$	11,77	8,71	6,71	4,84	43	41
<i>S</i>	-0,029	0,240	$p > .10$	0,97	0,76	0,78	0,83	43	41
<i>IC</i>	-0,028	0,064	$p > .10$	1,97	1,94	3,88	4,36	43	41
<i>I</i>	-0,069	0,261	$p > .10$	60,41	58,69	6,58	6,05	43	41
<i>K</i>	-0,421	0,147	$p < .005$	13,44	17,32	4,57	8,90	43	41
<i>KS</i>	-0,151	0,083	$p > .10$	4,46	5,09	3,43	3,91	43	41
<i>C</i>	-0,244	0,395	$p < .005$	6,98	7,50	4,35	9,62	43	41

rentes nos depósitos amostrados - *Dpd* entre 6% e 8%; *Mad* entre 3% e 4%. Os coeficientes de assimetria configuram curvas aproximadamente simétricas ($Ca \sim 0$). Os coeficientes de curtose indicia uma tendência leptocúrtica — $Cc > 0$.

Quando se analisam os valores do índice de composição de Esquevin (*I.E.*) concluímos, a partir dos valores médios, que existe uma clara tendência para as *I* se tornarem progressivamente mais moscovíticas dos sedimentos de face de praia para os de berma e destes para os de duna

– *I.E.* de 0,43, 0,44 e 0,56, respectivamente. Ou seja, existe a tendência para as *I* de carácter ferro-magnésiano (*I.K.* <0,30) serem preteridas em detrimento das *I* de carácter aluminoso (*I.K.* >0,42) na direcção face de praia → duna. A aplicação do teste *K-S* suporta, parcialmente, a conclusão anterior — Tabela IV.34. Na verdade, os resultados indiciam que a composição das *I* dos sedimentos de face de praia não se diferencia das de berma, como, aliás, se conclui da análise directa dos respectivos índices médios. Contudo, o mesmo teste indica como distintas as *I* de duna.

Considerando a organização estrutural das *I* (cristalinidade) dada *I.K.*, concluímos, partindo da análise dos índices médios, que a cristalinidade em todos os domínios amostrados é intermédia. Ou seja, as *I* apresentam uma ordem estrutural similar nos depósitos em consideração. Contudo, a análise dos índices modais sugere alguma evolução na cristalinidade das *I* ao apontarem para cristalinidade média a elevada nos sedimentos de face de praia (*Md* 0,30) e de berma (*Md* 0,25) e média a baixa nos sedimentos de duna (*Md* 0,40), num número significativo das amostras (¼). Os índices modais dão, assim, indícios da degradação da organização estrutural das *I* dos depósitos de praia para os de duna.

Os resultados da aplicação do teste *K-S* dão significado estatístico a algumas das diferenças encontradas — Tabela IV.34. Concretamente, sustentam, por um lado, que essa organização estrutural (cristalinidade) das *I* dos sedimentos de berma é significativamente melhor que a das ocorrentes nos de face de praia e de duna, e que, por outro, as *I* dos sedimentos de face de praia exibem uma organização estrutural similar às *I* dos de duna.

Quando se projectam os índices de *Esquevin* e *Kubler* das *I* dos sedimentos amostrados (face de praia, berma e duna) — Figura IV.92 — no diagrama de *Esquevin* (1969) é possível defi-

Tabela IV.34 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos Índices de *Esquevin* e de *Kubler* das illites ocorrentes nos sedimentos de face de praia, berma e duna. A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

		Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	<i>M</i>		<i>Dpd</i>		<i>N</i>	
					<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>
Face de praia versus Berma	<i>I. E.</i>	-0,186	0,116	$p > .10$	0,43	0,44	0,11	0,10	43	43
	<i>I. K.</i>	0,000	0,332	$p < .025$	0,39	0,30	0,12	0,11	45	43
					<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>
Face de praia versus Duna	<i>I. E.</i>	-0,456	0,000	$p < .001$	0,43	0,56	0,11	0,12	43	41
	<i>I. K.</i>	-0,014	0,167	$p > .10$	0,39	0,36	0,12	0,07	45	41
					<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>
Berma versus Duna	<i>I. E.</i>	-0,529	0,001	$p < .001$	0,44	0,56	0,10	0,12	43	41
	<i>I. K.</i>	-0,343	0,023	$p < .025$	0,30	0,36	0,11	0,07	43	41

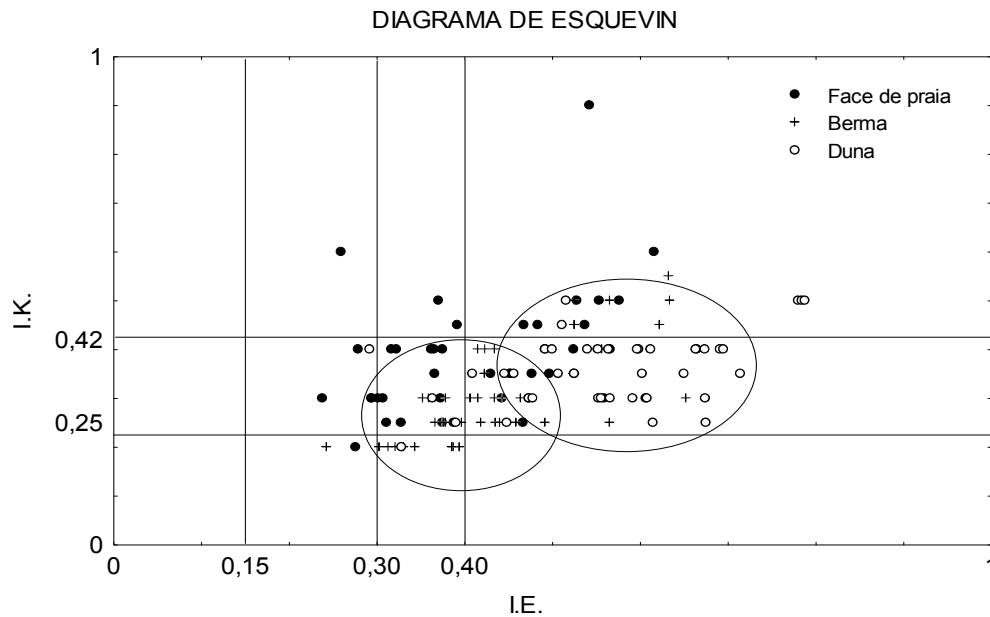


Figura IV.92 - Diagrama Esquevin (1969) relativo às illites dos sedimentos de face de praia, berma e duna, com a indicação dos campos preferências de distribuição destes dois últimos

nir campos preferenciais de distribuição dos índices, ilustrando, deste modo, as conclusões anteriores. O diagrama põe em evidência a tendência de “progressão” das *I* do campo das *I* ferro-magnesianas com baixa cristalinidade (face de praia) para o campo das *I* aluminosas com média cristalinidade (duna), com a definição de um campo composicional e de cristalinidade de características intermédias (berma).

A tendência moscovítica das *I* dos *SFp* para os *SD* poderá reflectir maior resistência em relação aos processos de alteração das *I* de composição moscovítica comparativamente às de composição ferro-magnesianas, nomeadamente no que respeita aos processos pós-deposicionais, responsáveis pelo aumento da desordem estrutural (ex.: lixiviação), cuja amplitude é favorecida pelo maior tempo de residência dos sedimentos nos depósitos de duna e pela idade das formações dunares.

Os **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES 10-14Å** integram, conjuntamente com a *I*, a associação dos minerais argilosos mais representativos dos domínios sedimentares amostrados. Com teores médios relativos entre ~14% e os ~9%, manifestam, a par da diminuição da variabilidade, tendência para diminuírem, de modo ténue, dos *SFp* para os *SB* e mais significativamente destes para os *SD* (Figura IV.93), como confirmam as medidas de tendência central mais robustas (*Mdn*) e os resultados do teste *K-S*. Este teste indica a existência de distribuições populacionais (significativamente) diferentes, sustentando a conclusão de que as respectivas medidas de ten-

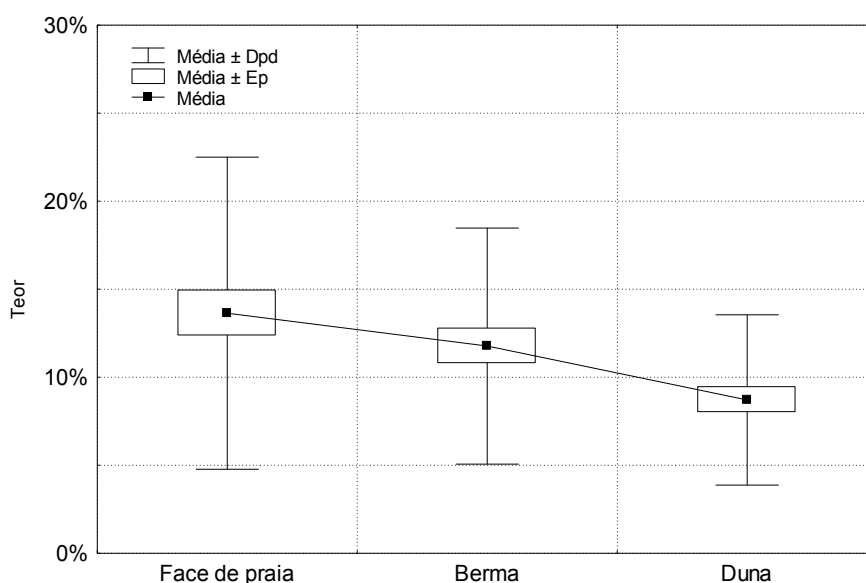


Figura IV.93 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal dos interestratificados irregulares 10-14Å.

dência central são significativamente diferentes.

Contrariamente aos anteriores, a *CAULINITE* vê progressivamente reforçada a sua presença nos sedimentos quando se transita do domínio sedimentar de face de praia e berma para o de duna — Figura IV.94. Nos *SFp* e nos *SB* o teor médio de *K* é de ~13%, sendo nos *SD* de ~17%; estes valores encontram-se no intervalo encontrado por Oliveira et al. (1998) nos sedimentos do sector norte da plataforma continental: entre 34% e 14% para um teor médio de 21%. Os resultados da aplicação do teste *K-S* (Tabela IV.31 e IV.33), não aponta para diferenças (estatisticamente) significativas dos conteúdos em *K* registados nos *SFp* e *SB*, ao invés do que se verifica quando se procede à comparação com os teores registados nos *SD*. Podemos, deste modo, afirmar que os teores registados nos *SD* são, de modo significativo, diferentes dos encontrados nos *SFp* e *SB*.

Sendo inverosímil a formação de *K* nos *SD*, face ao carácter recente dos mesmos, é de supor que o observado incremento relativo resulte da diminuição do peso dos I_{10-14} , como, aliás, indica a comparação da evolução dos teores médios nos domínios amostrados. Os processos justificativos da atenuação da representatividade dos I_{10-14} nos *SD* estará associado, como ulteriormente já foi referido, ao incremento dos sedimentos em *C* pela separação física dos componentes 10Å e 14Å com consequente diminuição do teor do interestratificado, processo pós-deposicional que será favorecido pelo maior tempo de permanência nos sedimentos depósitos de duna.

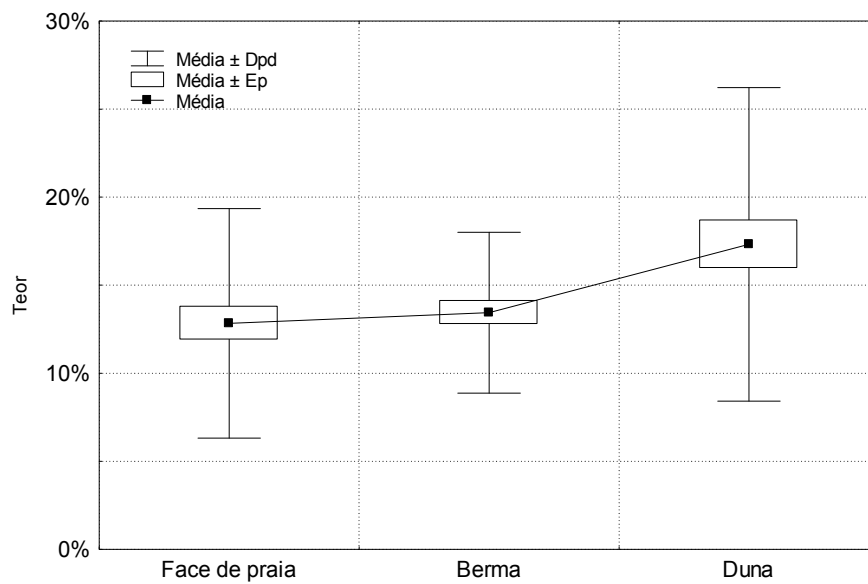


Figura IV.94 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal da caulinite.

Quando se considera o rácio utilizado para aferição da cristalinidade da K , conclui-se que é similar em todos domínios amostrados ($M \sim 0,30$), pressupondo, assim a ausência de diferenças na organização estrutural (Figura IV.95), como confirmam os resultados do teste $K-S$ — Tabela IV.35. Segundo a escala qualitativa adoptada a K é classificada como de cristalinidade média em qualquer dos domínios.

Ao contrário da K e dos $I_{10-14\mu}$ a **CLORITE** não apresenta uma tendência tão evidente como a

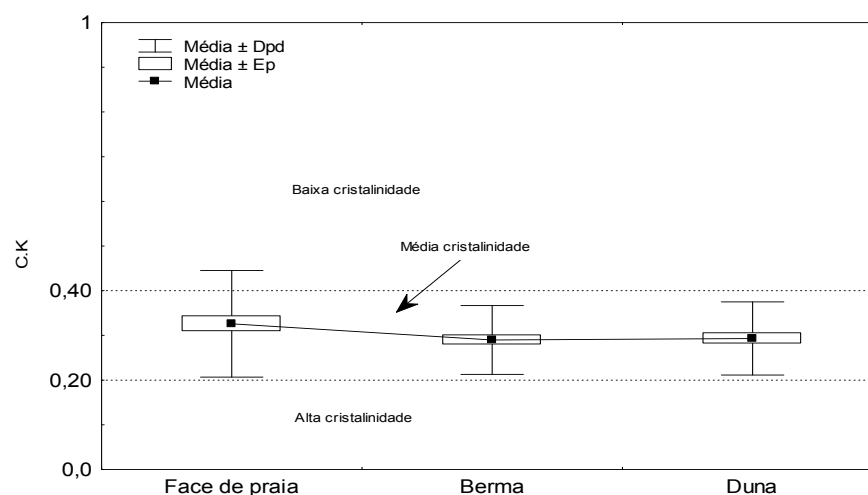


Figura IV.95 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal da cristalinidade da caulinite.

Tabela IV.35 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* à cristalinidade da caulinite ocorrentes nos sedimentos de face de praia, berma e duna. A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

		Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	<i>M</i>		<i>Dpd</i>		<i>N</i>	
					<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>
Face de praia versus Berma	<i>C.I</i>	-0,059	0,230	$p > .10$	0,33	0,29	0,12	0,08	45,00	43,00
					<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>
Face de praia versus Duna	<i>C.I</i>	0,00	0,18	$p > .10$	0,33	0,29	0,12	0,08	45,00	41,00
					<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>
Berma versus Duna	<i>C.I</i>	-0,11	0,11	$p > .10$	0,29	0,29	0,08	0,08	43,00	41,00

observada naqueles minerais argilosos — Figura IV.96. O teor médio varia entre ~7% e ~8%, valores que se também situam no intervalo encontrado por Oliveira et al. (1998) – entre 0% e 10% para um teor médio de 5%. Contudo, a mediana dá a indicação de ser expressiva a diminuição do teor de *C* quando se transita do domínio da berma para o de duna (*Mdn* ~6% e ~4%, respectivamente), tendência que, face à susceptibilidade dos minerais ferro-magnesianos à alteração, parece ter significado geológico. Esta conclusão encontra confirmação nos resultados da aplicação do teste *K-S*, o qual indica como diferentes as respectivas curvas de abundância — Tabelas IV.31 a IV.33.

Os *INTERESTRATIFICADOS CAULINITE/ESMECTITE* integram, conjuntamente com a *C*, o grupo dos minerais argilosos cuja representatividade, entre os ~8% e ~5%, se mantém ao longo do

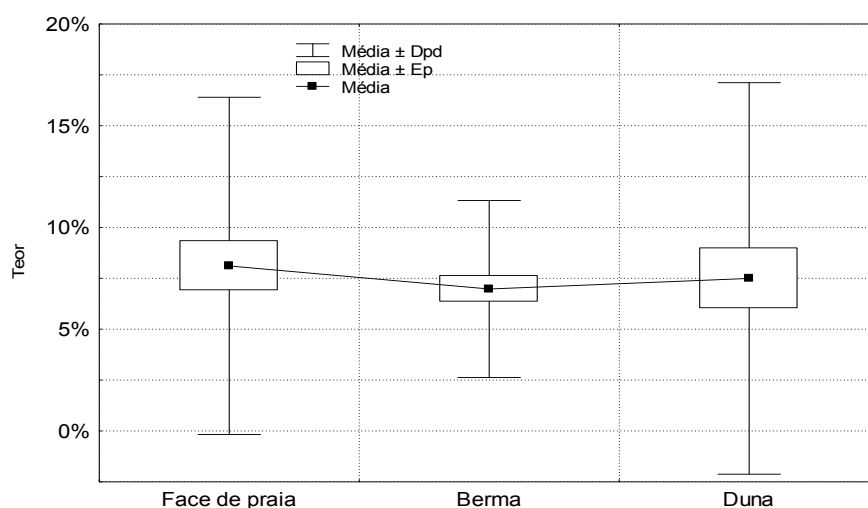


Figura IV.96 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal da clorite.

perfil praia-duna. O teor médio de K/S , bem como as medidas mais robustas (Mdn), sofrem, ao longo do mesmo perfil, um ligeiro incremento da praia para a duna, passando de ~4% (face de praia e berma) para ~5% (duna), suficientemente pequeno para permitir a discriminação dos depósitos litorais amostrados, como comprovam os resultados do teste $K-S$.

Os *INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES I/CLORITE* e a *ESMECTITE* exibem um registo traço nos depósitos amostrados. De facto os teores médios, assim como as medidas mais robustas, sugerem um registo de teores (quase) constante e inferiores a ~2% para I/C e de ~1% para a S , próximo do teor médio encontrado por Oliveira et al. (1998) em sedimentos de cobertura do sector norte plataforma continental - 2%.

Concluimos que os sedimentos amostrados são caracterizados pelo predomínio da I em associação com K , I_{10-14} e C , com teores expressivos, mas de ordem de grandeza inferior, e com K/S , I/C e S , cujos teores conformam com um registo traço. A tendência de evolução geral dos teores ao longo do perfil face de praia → duna aponta para que ocorram em teores similares nos depósitos amostrados (caso da I e I/C) ou diferentes entre a praia e a duna (caso da K e K/S , que sofrem um incremento nessa mesma direcção, e dos I_{10-14} , C e S , que vêm diminuída a sua representatividade) dando o teste $K-S$ significado somente às variações registadas ao longo do perfil pela K , I_{10-14} e C . Como síntese, poderíamos caracterizar a relação de teores de ocorrência nos SFp e SB por $I > K > I_{10-14} > C (K/S > I/C, S)$ e nos SD por $I > K > I_{10-14}, C (K/S > I/C, S)$.

A análise das medidas de variabilidade, em particular dos valores da Mad , conduz à conclusão de que estas tendem a acompanhar os respectivos teores médios de ocorrência. Assim, a I , K , I_{10-14} e C , que constituem o grupo de minerais argilosos mais expressivos, mostram os mais elevados patamares de variabilidade, ao passo que K/S , I/C e S , com teores são menos expressivos, registam patamares de variabilidade mais pequenos. Considerando a evolução transversal (face de praia → duna), constata-se que a I conjuntamente com a K/S , I/C e S mantém a variabilidade, enquanto a K e a C vêm a variabilidade aumentada e os I_{10-14} diminuída, na mesma direcção.

Fazendo a análise comparativa da configuração das curvas de distribuição de teores respeitantes à I , I_{10-14} e K conclui-se que são, no geral, tendencialmente simétricas e mesocúrticas, exceptuando a I cuja distribuição prefigura uma curva leptocúrtica, como é característico dos minerais mais abundantes. Os minerais argilosos menos representativos (K/S , I/C e S) tendem, como é próprio dos minerais pouco abundantes, a exibir curvas assimétricas à direita e leptocúrticas, com a C a ostentar um comportamento a irregular ao longo do perfil face de praia → duna.

A comparação do rácio $K/(I+C)$ nos depósitos sedimentares considerados aponta, como se

infeire dos resultados do teste *K-S* (Tabela IV.36), para que não existam diferenças significativas entre os depósitos de face de praia e berma, o que já não se verifica quando se procede à comparação destes depósitos com os de duna, onde são registados os rácios mais elevados — Figura IV.97. Concluímos, assim, da tendência de diminuição do peso relativo da *I* e *C* quando se transita dos depósitos de face de praia para os de duna, com o concomitante aumento do peso relativo da *K* na mesma direcção. Dito de outro modo, o rácio em causa indicia o enriquecimento relativo dos depósitos de duna em *K* relativamente aos depósitos de face de praia e berma, concomitante empobrecimento relativo dos mesmos em *I* e *C*.

A leitura dos coeficientes de correlação de *Spearman* aponta para a ausência generalizada de relações de interdependência significativas entre os minerais argilosos identificados nos sedimentos amostrados. Não obstante, são identificadas algumas correlações fracas, mas significati-

Tabela IV.36 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos rácio caulinite / (illite + clorite). A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	<i>M</i>		<i>Dpd</i>		<i>N</i>	
Face de praia <i>versus</i> Berma	-0,128	0,097	$p > .10$	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>	<u>Face</u>	<u>Berma</u>
				0,20	0,21	0,11	0,09	45	43
Face de praia <i>versus</i> Duna	-0,408	0,084	$p < .005$	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>	<u>Face</u>	<u>Duna</u>
				0,20	0,29	0,11	0,17	45	41
Berma <i>versus</i> Duna	-0,465	0,172	$p < .001$	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>	<u>Berma</u>	<u>Duna</u>
				0,21	0,29	0,09	0,17	43	41

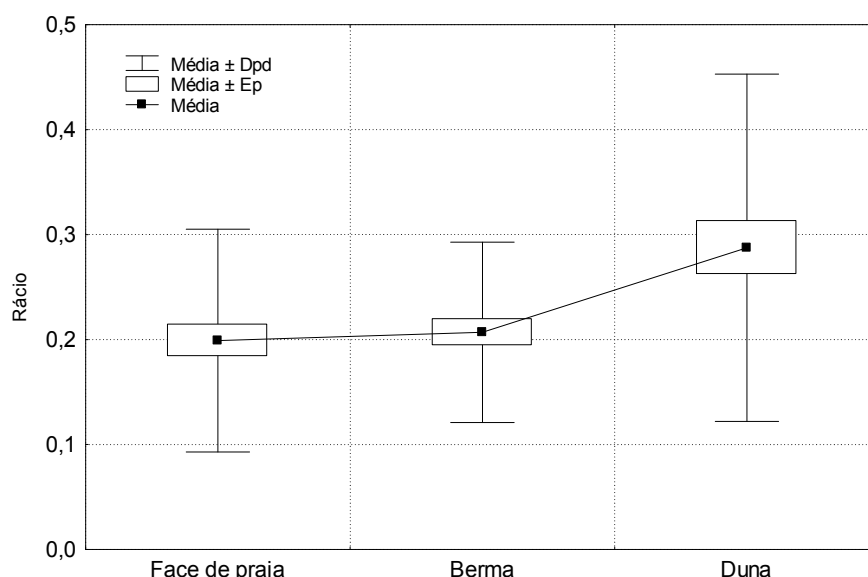


Figura IV.97 - Diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) da variação transversal do rácio caulinite / (illite + clorite).

vas, como, por exemplo, entre I_{10-14} e C (nos SFp), a K (nos SB) e a S (nos SD); e entre C e S (nos SB) e entre a K e C entre todos os domínios amostrados — Figuras IV.31 a IV.33.

Entre as correlações registadas nos domínios sedimentares amostrados destaca-se a correlação entre a K e a C por ser registada em todos os depósitos amostrados e por se ver reforçada dos depósitos de face de praia (R_s -0,35) para os de berma (R_s -0,61) e destes para os de duna (R_s -0,78), correlações que marcam a oposição entre a meteorização química (que favorece a formação de K por meteorização dos feldspatos e micas e/ou minerais argilosos pré-existent) e a meteorização física (que favorece a formação de C). A persistência e o reforço de consistência (coeficientes de correlação mais elevados) da relação entre teores de K e C ao longo do perfil praia-duna revela a proveniência dos sedimentos, mantendo a herança geral qualitativa das características mineralógicas.

A persistência de algumas relações mineralógicas é, todavia, acompanhada pelo desaparecimento de outras, como sejam da relação entre os I_{10-14} e qualquer dos minerais C (SFp), K (SB) e S (SD).

Em conclusão, a ocorrência do mesmo cortejo mineralógico em todos os sedimentos amostrados coloca em evidência a ocorrência de intercâmbios sedimentares que conduzem à herança das espécies mineralógicas da fonte sedimentar, permitindo estabelecer relações de proveniência: os SFP e de SB da área fonte primária e os SD da fonte próxima (praia).

O facto de os SFP e SB não apresentarem diferenças significativas no que respeita aos teores dos minerais argilosos aponta para que formem entidades sedimentológicas indistinguíveis quanto à composição nestes minerais, o que sugere que a troca sedimentar frequente entre estes domínios e consequentemente à homogeneização composicional. Contudo, a existência de diferenças nos teores de ocorrência de alguns dos minerais argilosos (concretamente dos I_{10-14} , K e C) entre os SFP e SD bem como entre estes e os SB denota que sofrem uma evolução na mineralogia, atribuível à selecção granulométrica, induzida no trânsito da praia para a duna, ou a modificações pós-deposicionais, no interior dos corpos eólicos, que imprimem assimetrias mineralógicas próprias e alteram a ordem de grandeza dos teores herdados.

O domínio da I na associação mineralógica I , K , I_{10-14} e C permite atribuir a sua proveniência a solos pouco maduros, como é próprio dos climas temperados e mediterrâneos, onde a alteração química e física se conjugam nos processos de meteorização do substrato que conduzem à sua formação. Por outro lado, a associação identificada indicia que os perfis de alteração, de onde provêm os minerais analisados, e consequentemente o soco rochoso de onde resultam, apresentam uma alteração moderada.

As relações de interdependência, designadamente entre K e C , podem reflectir as verificadas na área fonte, concretamente nas bacias hidrográficas que drenam para o presente trecho litorâneo. Por outro lado, a deterioração da intensidade destas correlações pode reflectir mecanismos de deposição diferencial e de segregação granulométrica dos minerais argilosos durante o transporte, nomeadamente na interface meio fluvial–marinho. Thiry (1998, 2000) associa, no contexto da utilização dos minerais argilosos em estudos paleoclimáticos, à “camuflagem” do sinal das associações mineralógicas ocorrentes na fonte à acção dos mecanismos de erosão e transporte, aos quais se pode associar os mecanismos de sedimentação diferencial ocorrente na desembocadura dos rios.

A oposição observada entre os I_{10-14} e a C nos Sfp poderá indiciar uma relação genética entre ambos a nível do depositário com a componente 14\AA a corresponder à C . Assim, o I_{10-14} corresponderia à transformação incompleta da I em C , e daí relação de teores inversamente proporcional inferida a partir dos coeficientes de *Spearman*. De facto, Nemecz (1981) refere a possibilidade de a I degradada em meio marinho, através de processos sub-minerálicos, dar origem à formação de C por adsorção de Mg , o que pode explicar a presente observação.

IV 4 — Distribuição Regional

Sendo um dos objectivos deste estudo a identificação de fontes de proveniência, consideramos que a análise da variação dos teores numa perspectiva longilitoral como essencial à identificação dessas mesmas fontes.

Com o capítulo que se desenvolve a seguir procede-se à análise do evolução dos teores dos minerais identificados entre Espinho e o Cabo Mondego nos diferentes domínios amostrados, cuja evolução transversal foi feita no anterior capítulo.

IV 4.1 – Fracção silto-argilosa ($<63\mu\text{m}$)

Sedimentos de Face de Praia (*SFp*)

Quando se procede à análise da evolução longilitoral da abundância dos minerais detríticos (quartzo, filossilicatos, feldspatos potássicos e plagioclases) registados na fracção fina dos *SFp* uma representação gráfica da soma cumulativa dos desvios à média (*Sdc*) constata-se que a distribuição espacial dos teores define duas linhas de tendência que, com excepção do quartzo, se separam em torno, sensivelmente, do Km42 (*S.Jacinto*).

Verificamos que a *Sdc* do *FELDSPATOS POTÁSSICOS* (*Fk*) e da *PLAGIÓCLASES* (*P*) (Figura IV.98 e IV.99), em relação ao teor médio (respectivamente, $M \sim 21\%$ e $M \sim 20\%$) apresenta uma propensão para diminuir, mais consistentemente no *Fk*, das zonas setentrionais para as meridionais do sector que se estende para norte do paralelo de S.Jacinto. Esta tendência inverte-se para sul com a *Sdc* a aumentar à medida que nos aproximamos do extremo meridional do litoral em estudo (*Cabo Mondego*).

Podemos, deste modo, interpretar que a norte do paralelo Km42 predominam nos *SFp* teores de feldspatos inferiores ao teor médio regional, ao passo que para sul do mesmo paralelo tendem a ser superiores, o que corresponde a um enriquecimento relativo em feldspatos, mas mais pronunciado em *Fk*. De facto, quando se observa os gráficos de dispersão longilitoral dos teores e, concretamente, as respectivas curvas de médias móveis (*Mm*), para além de ser observável o incremento de feldspatos a partir do paralelo de S. Jacinto, é evidente a norte do referido paralelo a maior frequência de teores inferiores ao teor médio, enquanto que a sul do mesmo são mais frequentes os teores superiores. São mesmo identificáveis, nomeadamente no *Fk*, patamares na curva das *Mm* em ambos sectores, o que reforça a consistência do contraste observado. A distribuição dos teores de *P* nos mesmos sectores é, contrariamente à do *Fk*, mais irregular.

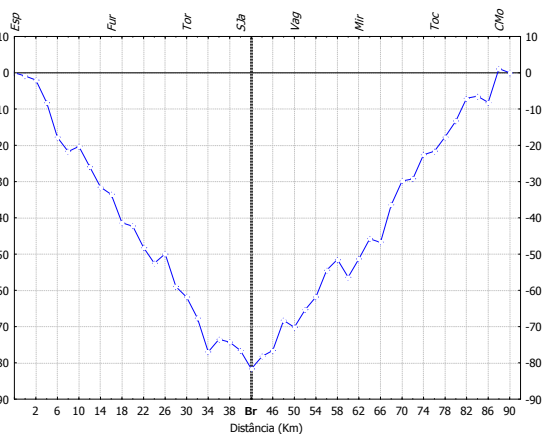
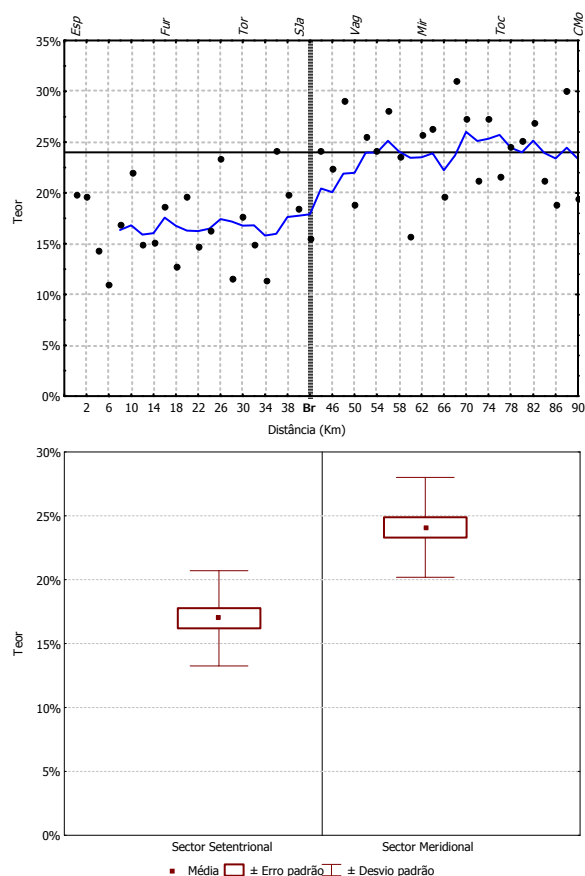


Figura IV.98 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do feldspato potássico nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) da distribuição do teor de feldspato potássico nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

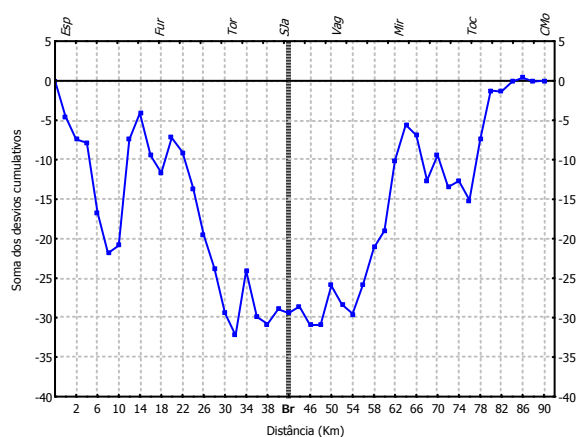
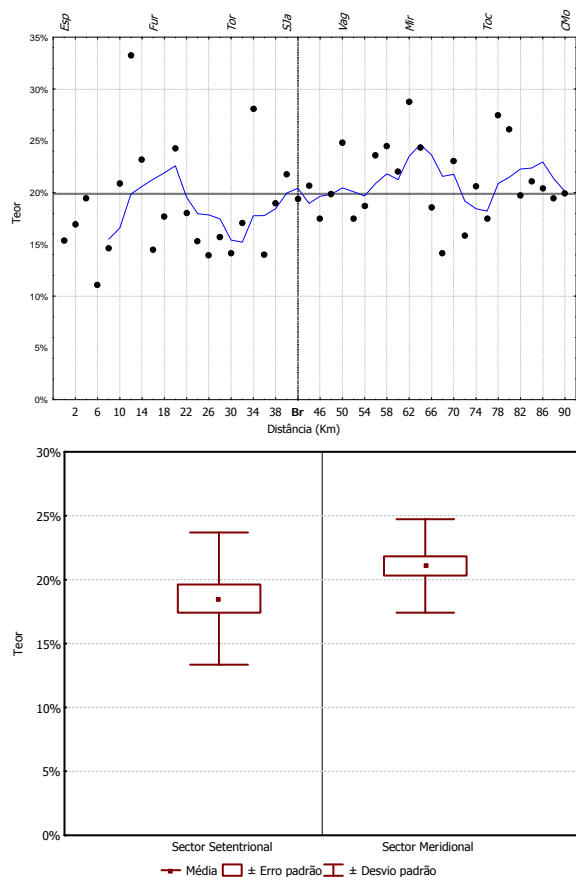


Figura IV.99 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) plagioclase nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores em plagioclase nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

A distribuição longilitoral do *QUARTZO* (*Qz*) é razoavelmente homogênea no sector a norte de S.Jacinto, onde a *Sdc* se mantém próxima de valores nulos em resultado da persistência de teores em *Qz* da média regional ($M \sim 21\%$) — Figura IV.100. Contudo, para sul do mesmo paralelo os teores de quartzo nos *Sfp* apresentam um comportamento tendencial. Na verdade, a diminuição da *Sdc* entre o paralelo Km34 e o paralelo Km58 (*Mira*) resulta do predomínio de teores em *Qz* inferiores ao valor médio regional, traduzido na curva das *Mm* por um patamar. Esta tendência inverte-se para sul do último paralelo em correspondência com a existência de outro patamar de abundância de *Qz*, agora superior ao teor médio. Ou seja, para sul do Km34 os *Sfp* observam um empobrecimento relativo em *Qz* até ao Km58, a partir do qual registam um enriquecimento relativo. Em cada um destes segmentos não se observa tendência para aumento ou diminuição dos teores neste mineral.

Os *FILOSSILICATOS* exibem um comportamento diferente dos restantes minerais detríticos. A curva da *Sdc* apresenta uma configuração simétrica da correspondente ao *Fk* — Figura IV.101. A norte do Km42 *Sdc* é maior, o que indica tendência para o predomínio de teores dos *filossilicatos* superiores à média regional ($M \sim 20\%$). Para sul do paralelo Km42 observam-se a diminuição consecutiva da *Sdc*, indiciando, deste modo, que os teores são aqui inferiores ao valor médio regional. A curva das *Mm* torna claro que, para além do contraste norte-sul, no

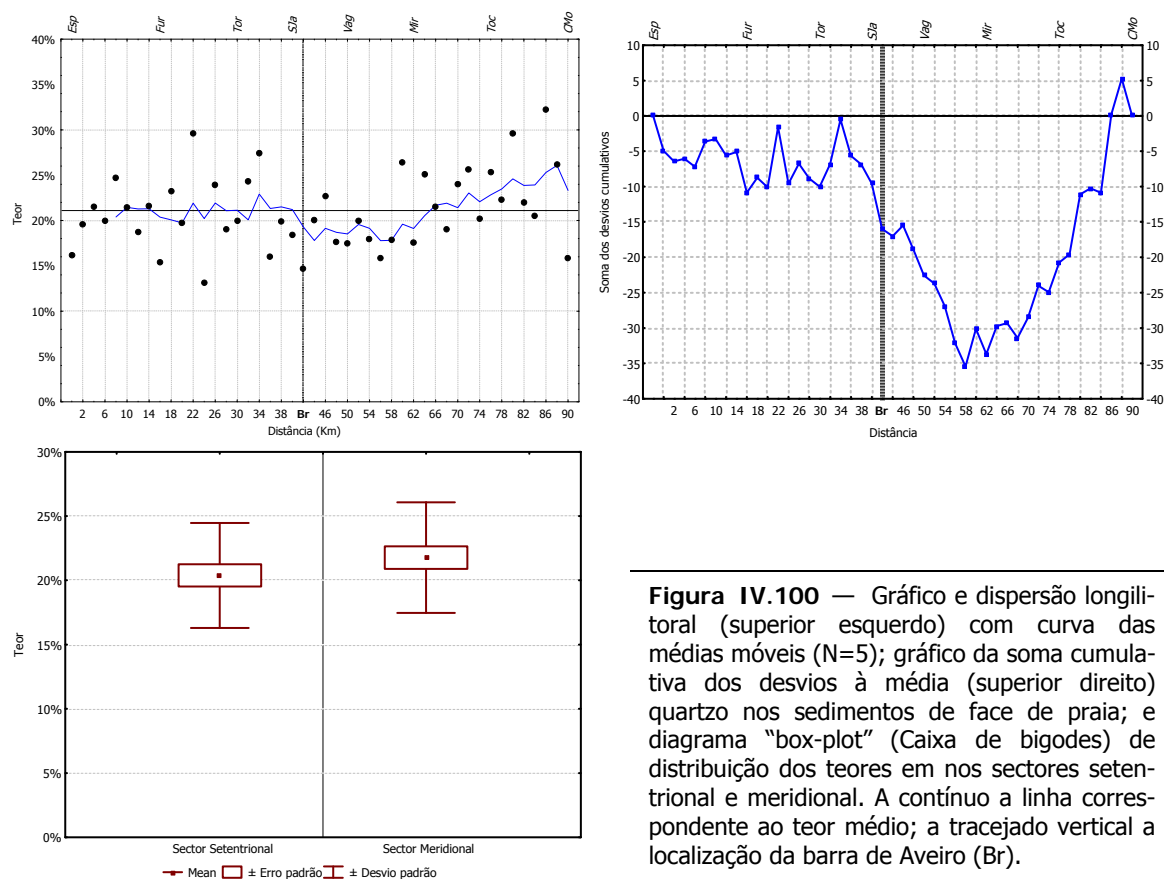


Figura IV.100 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) quartzo nos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores em nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

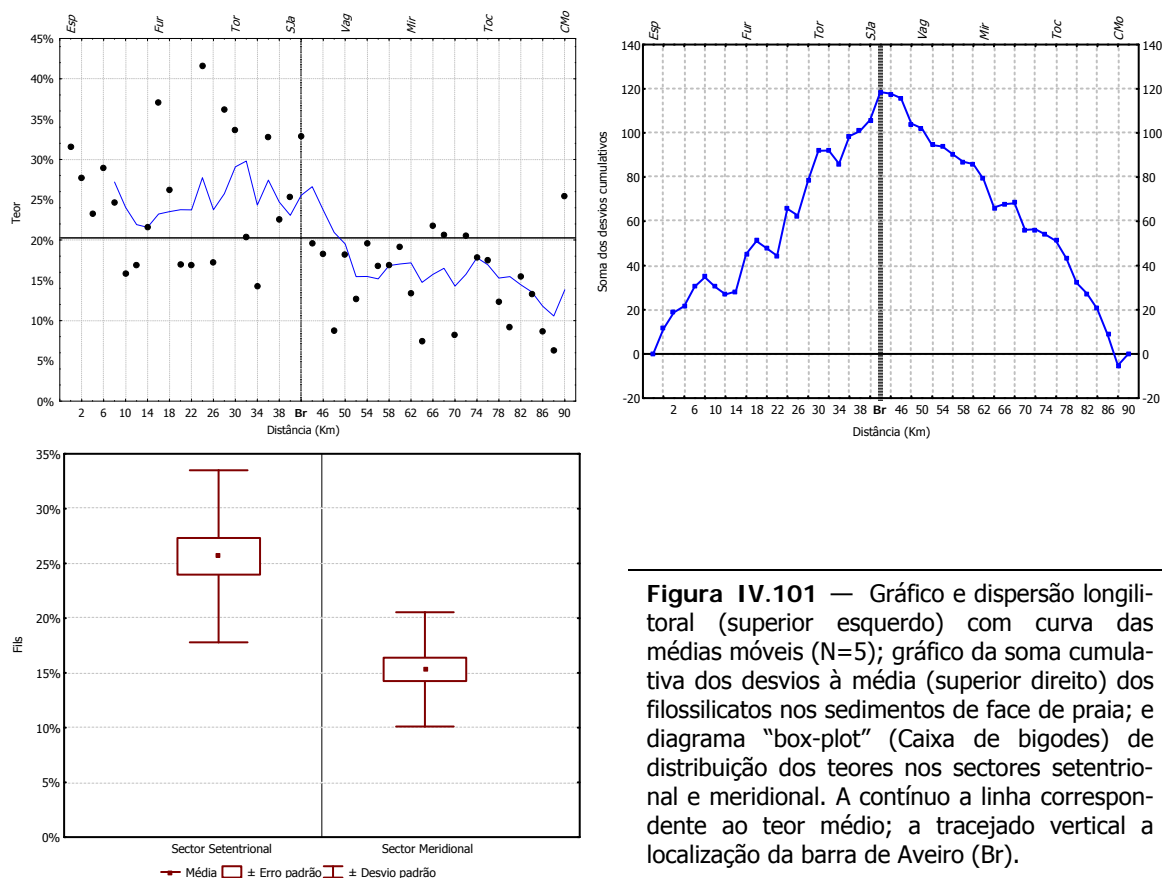


Figura IV.101 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) dos filossilicatos nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

sector meridional observa-se uma tendência para o teor em filossilicatos diminuir para sul.

De entre os minerais químicos minerais químicos acessórios identificados nos SFp, a opala C/Ct, calcite e dolomite, mostram alguma similitude de comportamento longilitoral com os minerais detríticos (quartzo, feldspato potássico, plagioclase e filossilicatos), com a excepção da anidrite cujo comportamento longilitoral acompanha o dos filossilicatos.

A curva resultante da soma dos desvios à média regional ($M \sim 6\%$) dos teores de **OPALA** c/ct (*Op*) exhibe um perfil longilitoral irregular — Figura IV.102. O progressivo aumento dos desvios cumulativos desde o limite norte (*Espinho*) até ao paralelo Km22 (*Furadouro-Torreira*) indiciam a tendência para os teores serem predominantemente superiores à média regional. A posterior diminuição da soma daqueles desvios até ao paralelo Km42 (*S.Jacinto*) reflecte a tendência para os teores de *Op* diminuírem em termos relativos. Para sul deste último ponto até às imediações do paralelo Km54 (*Vagueira*) a curva da soma cumulativa tende a estabilizar num trecho onde os teores de *Op* acompanham o valor médio regional. Para sul do mesmo paralelo a *Sdc* apresenta um comportamento irregular, sendo, contudo, possível destacar dois máximos, entre os Km70 e Km78 e novamente para sul do Km86. *Grosso modo* distinguem-se um sector a norte e outro a sul do Km42 (*S.Jacinto*), onde se regista um enriquecimento relativo, com a zona

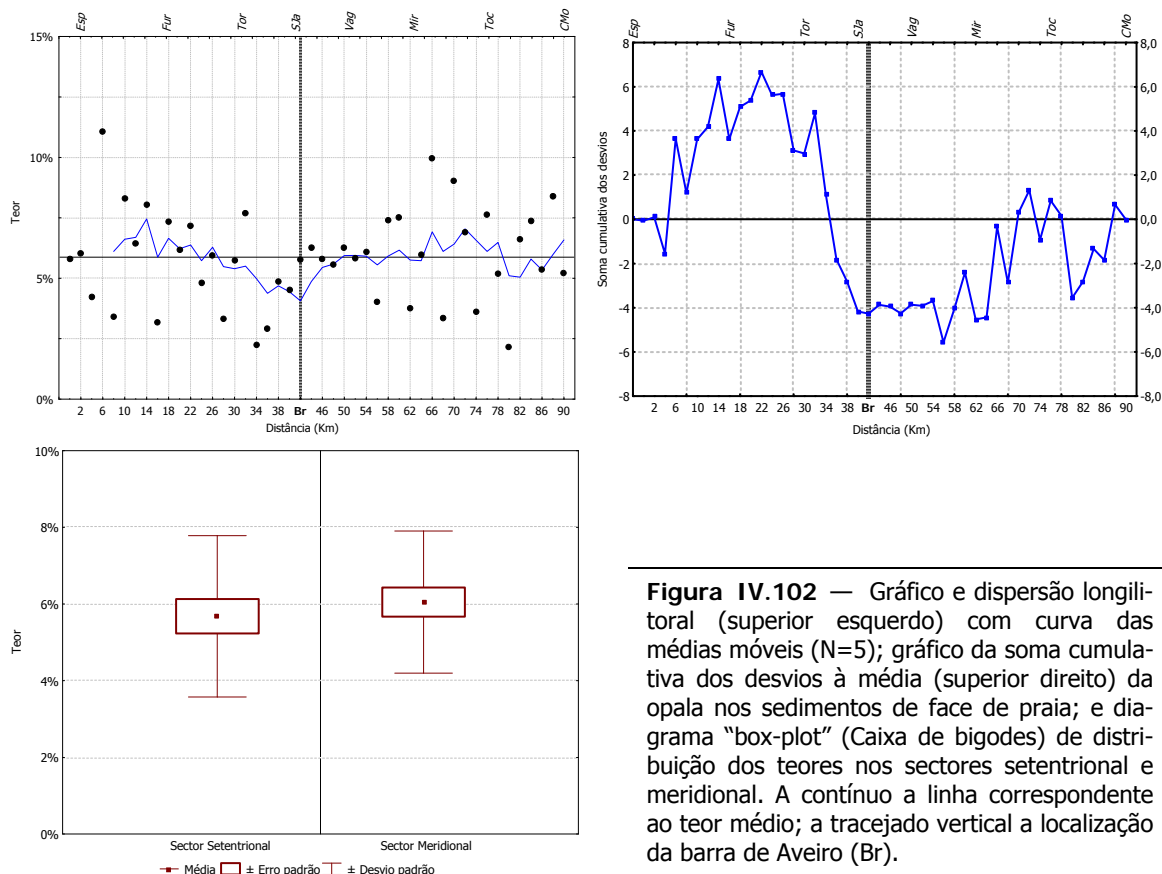


Figura IV.102 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da opala nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

envolvente do mesmo paralelo a registar os teores *Mm* mais baixos que os verificados quer a norte quer a sul do paralelo de S. Jacinto, sugerindo o empobrecimento relativo, como, aliás, indicia a curva das *Mm*.

A **ANIDRITE** (*An*) apresenta um comportamento longilitoral similar ao exibido pelos filossilicatos — Figura IV.103. A soma cumulativa dos desvios evolui em crescente desde o extremo norte (*Espinho*), inflectindo nas imediações do paralelo Km42 (*S. Jacinto*), e decrescendo até ao extremo meridional do litoral em estudo (*Cabo Mondego*). A norte predominam os teores de *An* mais elevados que o valor médio regional ($M \sim 6\%$), ao passo que para sul preponderam os teores inferiores.

O gráfico de dispersão longilitoral de *An* sustenta de forma clara esta interpretação. De facto, apesar da visível dispersão dos teores de *An* a norte do Km42 é clara a maior frequência de valores acima do teor médio. No mesmo gráfico é notável a inversão desta tendência nas imediações desse paralelo, a partir do qual os teores são claramente inferiores.

A *Sdc* dos teores de **CALCITE** (*Ca*) diminui sucessivamente desde o extremo setentrional do sector até ao Km42 (*S. Jacinto*), o que denota que dominam nos *Sfp* deste sector teores de

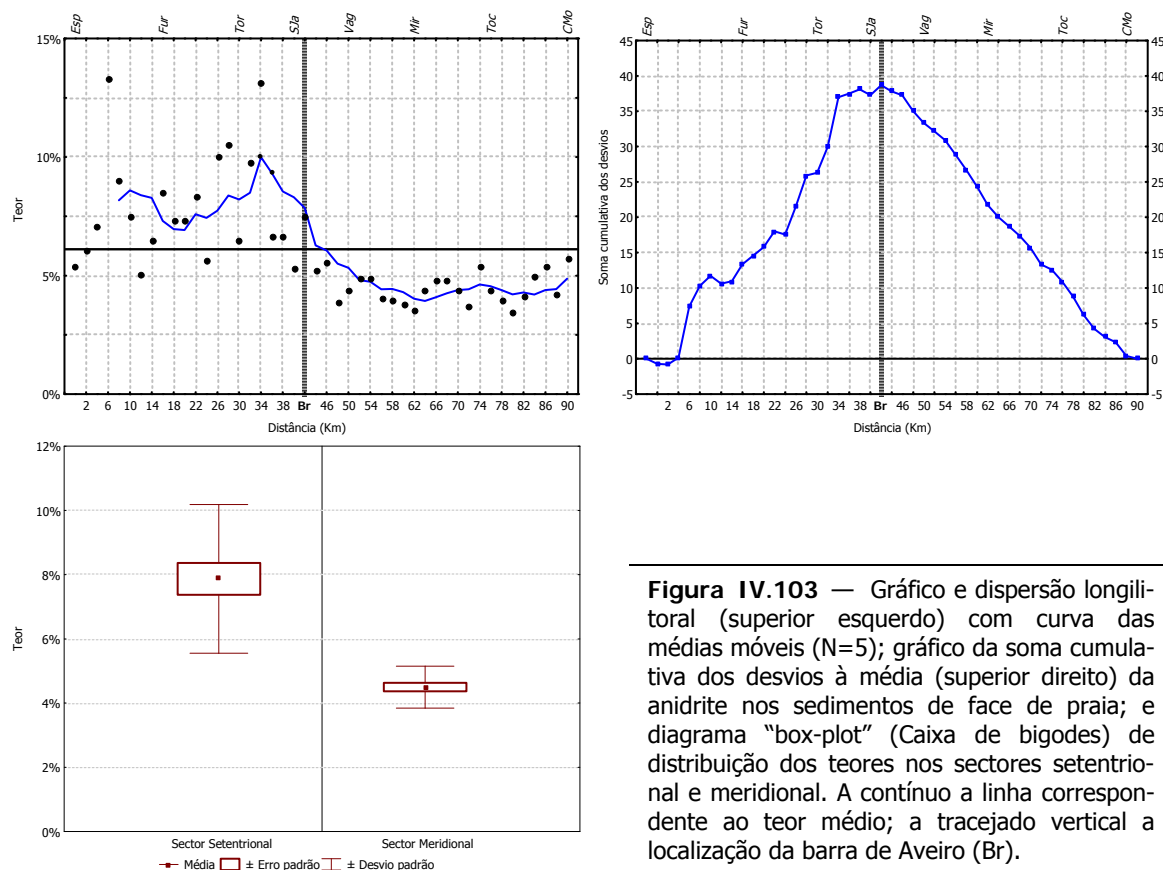


Figura IV.103 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da anidrite nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Ca inferiores ao teor médio regional ($M \sim 3\%$) — Figura IV.104. Imediatamente a sul da Barra de Aveiro até ao Km52 (*Vagueira*) há uma súbita inversão de tendência em resultado da crescente *Sdc*, reflectindo a ocorrência, neste trecho, de um máximo em *Ca*. Para sul deste paralelo (Km52) a evolução longitudinal da soma cumulativa estabiliza até ao Km70 (*Mira-Tocha*). Para sul do paralelo Km70 os teores mantêm-se relativamente estáveis até ao extremo meridional (*Cabo Mondego*). A curva de *Mm* põe em relevo a perturbação da distribuição do teor entre o Km44 (*Barra*) e o Km64 (*Mira*).

O gráfico da *Sdc* da *DOLOMITE* (*D*) mostra uma vez mais um ponto de charneira localizado agora no Km48 (*Vagueira*) que separa, *grosso modo*, dois domínios: um, a norte, onde os teores são inferiores à média regional ($M \sim 2\%$); outro, a sul, onde são superiores à mesma média — Figura IV.105. Desde a extremidade setentrional (Espinho) até este ponto de charneira (Km48) a *Sdc* tende, *grosso modo*, e de modo consistente, a diminuir, o que denuncia o predomínio nos *Sfp* de teores de *D* inferiores ao teor de referência. Para sul do mesmo ponto a tendência é inversa, já que a *Sdc* aumenta consecutivamente, o que aponta para que a *D* surja com teores predominantemente superiores à média regional.

A curva das *Mm* visualiza bem as tendências identificadas na curva relativa à *Sdc*. De

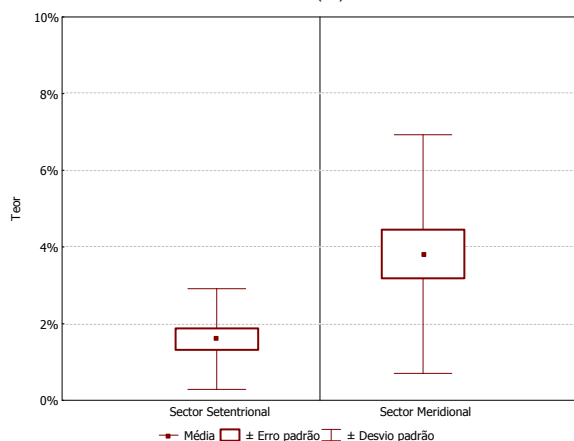
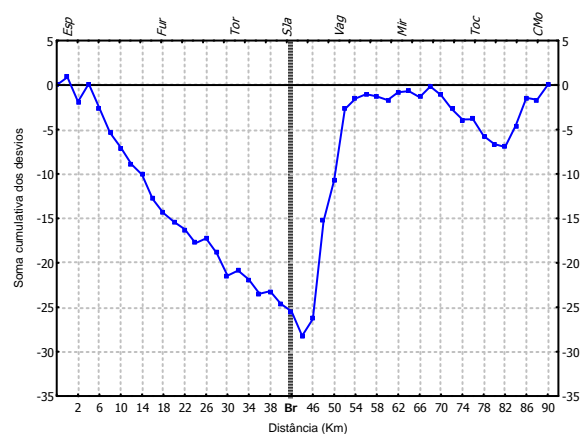
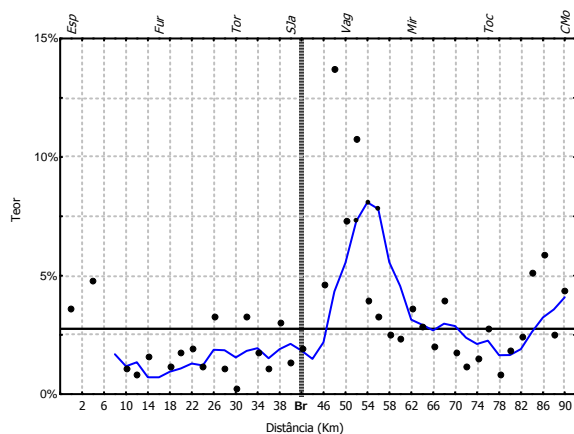


Figura IV.104 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da calcite nos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores em calcite nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

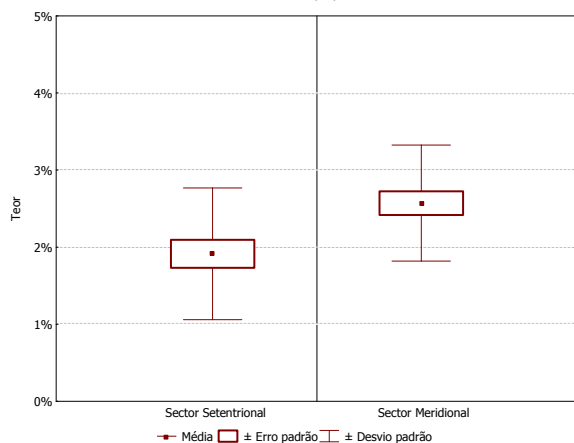
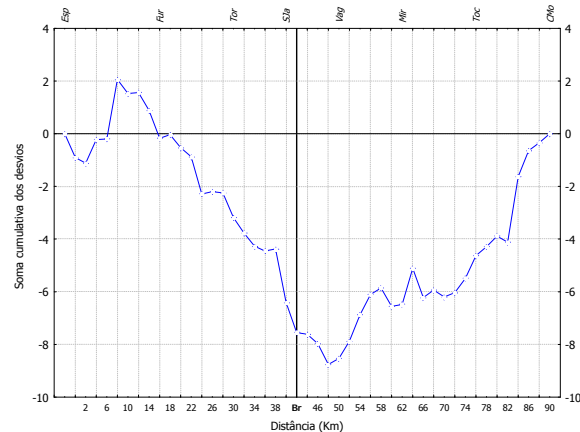
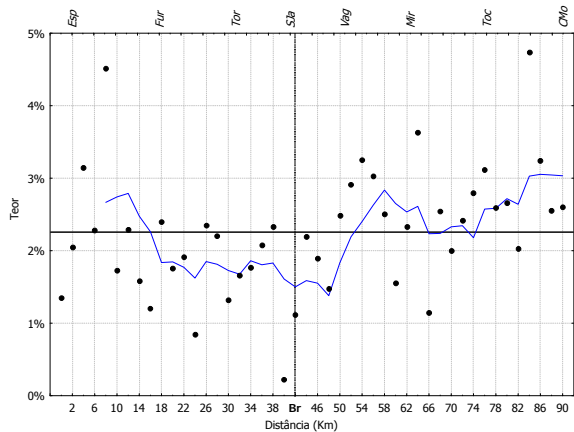


Figura IV.105 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da dolomite nos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores em dolomite nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

modo geral, a norte do Km48 esta curva estende-se por teores inferiores, onde são registados os teores mais baixos, enquanto que para sul do mesmo paralelo a mesma curva estende-se por teores superiores ao médio. A referida curva associa os teores mais elevados à extremidades norte (*Espinho*) e sul (*Cabo Mondego*) bem como ao trecho delimitado pelos Km54 (*Vagueira*) e Km64 (*Mira*), o que supõe ocorrer um enriquecimento relativo dos *SFp* em *D*.

Os minerais químicos registados com presença traço (<2%) (*ZEÓLITOS*, *Ze*; *SIDERITE*, *Sy*; e a *PIRITE*, *Py*), têm como característica geral a ocorrência localizada, o que não permite, como podemos concluir da interpretação do gráfico da *Sdc*, a definição de padrões de variação longilitorais — Figura IV.106. Contudo, partindo da análise do gráfico das *Mm* podemos afirmar que têm maior expressão no sector que situa para norte do Km42 (*S.Jacinto*), principalmente no extremo norte (*Ze* e *Py*) e na área próxima deste paralelo (*Py* e *Sy*). No sector a sul do aludido paralelo não se verifica, praticamente, registo destes minerais nos *SFp*, com excepção dos *Ze*.

Na análise do comportamento longilitoral o Km42 (*S.Jacinto-Barra*) surge como um ponto singular separando dois segmentos litorais extensos, que se estendem para norte e sul deste local. A passagem desta fronteira é acompanhada por variação importante do teor em cada um destes minerais e, nalguns casos, por inversão da tendência de variação de teor que caracteriza cada um daqueles segmentos. A coincidência deste ponto singular com a barra da laguna de Aveiro, indica a existência de intercâmbios sedimentares entre a laguna e o litoral proximal através dessa descontinuidade com a influência nas características mineralógicas dos depósitos sedimentares litorais. Tal leva-nos a supor a existência de dois sectores de dispersão sedimentar, que correspondem ao sector a norte e a sul do Km42, cujos sedimentos são influenciados pelas características mineralógicas da carga sólida debitada pela bacia do Douro e pela bacia do Vouga, a que atribuímos daqui em diante a designação de sector setentrional e sector meridional, respectivamente. Em cada um destes sectores, pode observar-se uma variância de conteúdo em determinadas espécies minerais ou, mais frequentemente, evolução longilitoral no sentido do aumento ou decréscimo. Porém, no caso da *P*, *Op*, *Ca* e *D*, esta tendência geral é perturbada na região do Furadouro-Torreira, Vagueira e Mira por picos (máximos e mínimos) bem marcados sugerindo que nesses locais existam processos activos de extracção ou alimentação dos sedimentos de face de praia bem localizados a partir da faixa litoral ou da margem adjacente.

Usando o teste *Kolmogorov-Smirnov* (*K-S*) (Tabela IV.37) procedeu-se à comparação das populações amostrais que correspondem aos dois sectores fundamentais, a fim de avaliar a sua singularidade. Verificamos, através dos resultados obtidos, que os minerais detríticos, com excepção do *Qz*, exibem de facto distribuições diferentes, o que pressupõe que provêm de distribuições populacionais diferentes com teores médios e medianos igualmente diferentes. Assim, podemos afirmar que no sector setentrional os teores de *filossilicatos* são

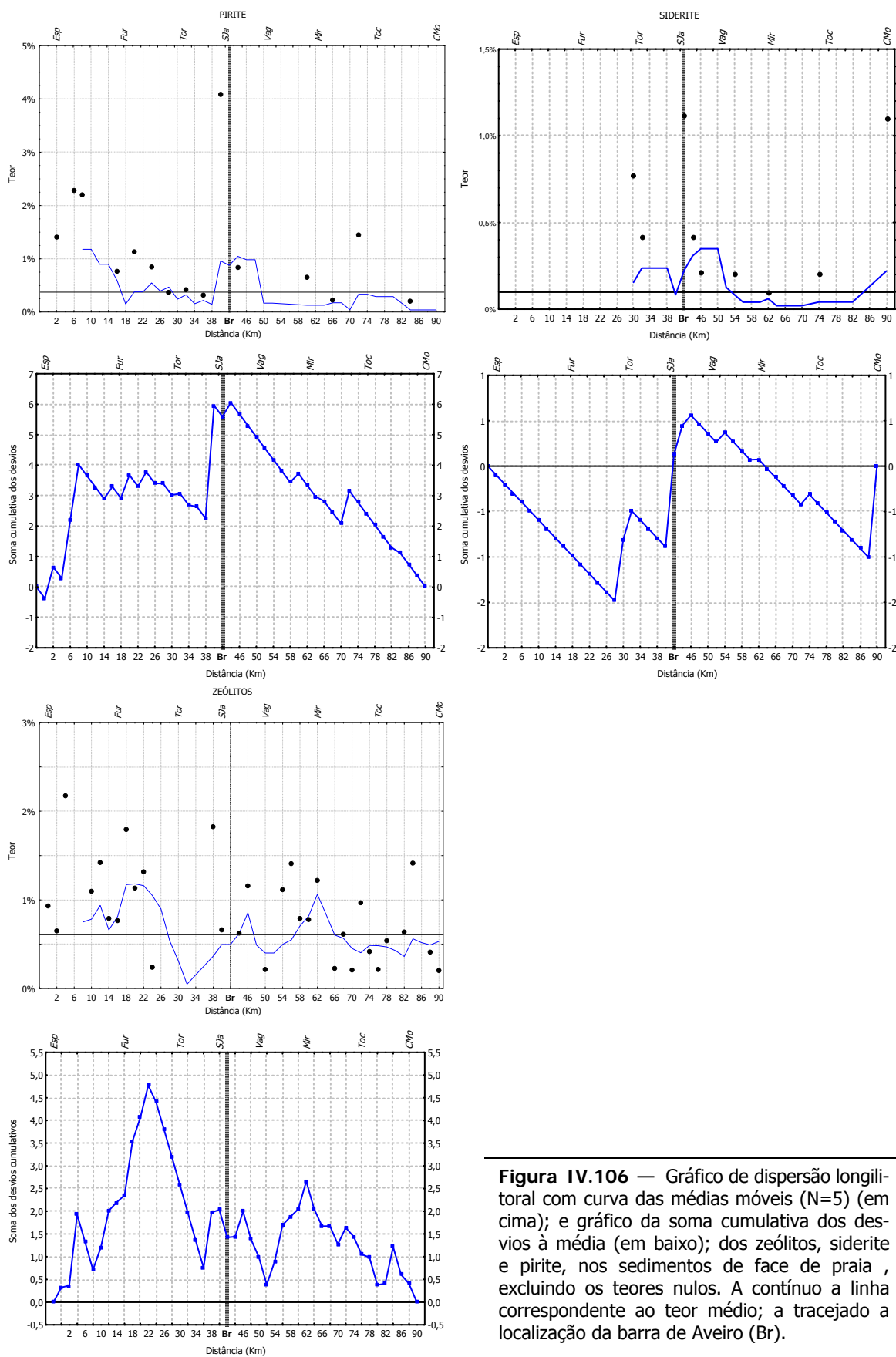


Figura IV.106 — Gráfico de dispersão longitudinal com curva das médias móveis (N=5) (em cima); e gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (em baixo); dos zeólitos, siderite e pirite, nos sedimentos de face de praia, excluindo os teores nulos. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.37 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados tal qual dos minerais identificados nos sedimentos de face de praia relativos ao sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.). A negrito sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>Filos</i>	0,000	0,598	<i>p</i> < .001	25,64	15,32	7,86	5,22	22	24
<i>Qz</i>	-0,216	0,064	<i>p</i> > .10	20,38	21,78	4,08	4,31	22	24
<i>Fk</i>	-0,655	0,000	<i>p</i> < .001	16,99	24,10	3,72	3,91	22	24
<i>P</i>	-0,417	0,049	<i>p</i> < .05	18,52	21,08	5,17	3,66	22	24
<i>Op</i>	-0,201	0,057	<i>p</i> > .10	5,68	6,05	2,10	1,85	22	24
<i>Ze</i>	-0,201	0,212	<i>p</i> > .10	0,67	0,55	0,71	0,47	22	24
<i>Ca</i>	-0,523	0,000	<i>p</i> < .005	1,60	3,82	1,31	3,11	22	24
<i>D</i>	-0,576	0,004	<i>p</i> < .001	1,91	2,57	0,86	0,75	22	24
<i>Sy</i>	-0,114	0,053	<i>p</i> > .10	0,10	0,09	0,29	0,24	22	24
<i>Py</i>	0,000	0,330	<i>p</i> > .10	0,63	0,14	1,05	0,35	22	24
<i>An</i>	0,000	0,826	<i>p</i> < .001	7,87	4,50	2,32	0,65	22	24

significativamente mais elevados que a sul do mesmo paralelo, o que poderá corresponder ao empobrecimento longilitoral relativo de norte para sul nesses minerais. Contrariamente, os teores de feldspatos são significativamente mais baixos no sector setentrional que no meridional, pelo que verificamos um enriquecimento longilitoral relativo na mesma direcção, o que se verifica também com o *Qz* sem que, contudo, atinja níveis de significância estatística. Ou seja, os *Sfp* do sector setentrional e meridional apresentam conteúdos diferentes de feldspatos e de *filossilicatos*, o que possibilita a sua distinção a partir do conteúdo mineralógico.

Com a excepção da *Op*, o mesmo sucede com os minerais acessórios — Tabela IV.37. De facto, são igualmente significativas as diferenças encontradas entre as distribuições de *An*, *Ca* e *D* dos sectores setentrional e meridional, o que leva a igualmente concluir que correspondem a populações diferentes. Advém daí que os respectivos teores, aferidos pelas medidas de tendência central (*M* e *Mdn*) sejam significativamente diferentes. Podemos, deste modo, concluir que os conteúdos de *Ca* e *D*, são significativamente mais baixos no sector setentrional que no meridional, ou seja, que há um enriquecimento relativo do primeiro para o segundo sector, enquanto que com a *An* sucede o contrário, isto é, os teores são significativamente mais elevados no sector setentrional que no meridional, o que corresponde a um empobrecimento relativo daquele para este sector.

Considerando os rácios comumente mencionados na bibliografia, detríticos finos *versus* detríticos grosseiros (Figura IV.107) e carbonatos *versus* detríticos, assim como a curva da *Sdc* relativamente ao rácio médio ($M \sim 0,35$), verificamos a definição de duas tendências. Uma, que se estende até ao Km42 (*S. Jacinto*) com *Sdc* crescente, compatível com rácios superiores ao valor

médio; outra, que se desenvolve para sul desse paralelo, em *Sdc* diminui indicando rácios inferiores à média regional. A curva *Mm* é esclarecedora das tendências atrás descritas ao posicionar-se acima da média do sector norte e abaixo, no sector sul. Interpretando as tendências inferidas a partir da *Sdc* e da *Mm* podemos afirmar que há um enriquecimento relativo, significativo (Tabela IV.38), dos *Sfp* em detríticos grosseiros relativamente aos detríticos finos do sector setentrional para o meridional, o que corresponderá a uma perda da importância dos detríticos finos na fracção fina dos sedimentos.

O traçado da curva da *Sdc* do rácio carbonatos *versus* detríticos é mais complexo — Figura IV.108. A diminuição *Sdc* desde o extremo norte (*Espinho*) até ao Km44 (*Barra*) pressupõe o predomínio neste sector de rácios inferiores à média regional ($M \sim 0,06$). Entre a barra de Aveiro e o Km56 (*Areão*) a *Sdc* cresce abruptamente para valores superiores à média regional, mantendo-se invariante até ao Km82 e daí para sul aumenta novamente. A curva das *Mm* ilustra bem as tendências descritas, mantendo-se abaixo do valor médio até ao Km42, definindo uma perturbação (máximo) entre este paralelo e o Km62, mantendo valores próximos da média mais para sul até ao Km82 e aumentando novamente próximo do extremo meridional. Podemos, deste modo, concluir da existência de um enriquecimento relativo dos *Sfp* em carbonatos que se faz sentir para sul do Km44, ou seja, na extremidade do sector meridional, e para sul do Km82.

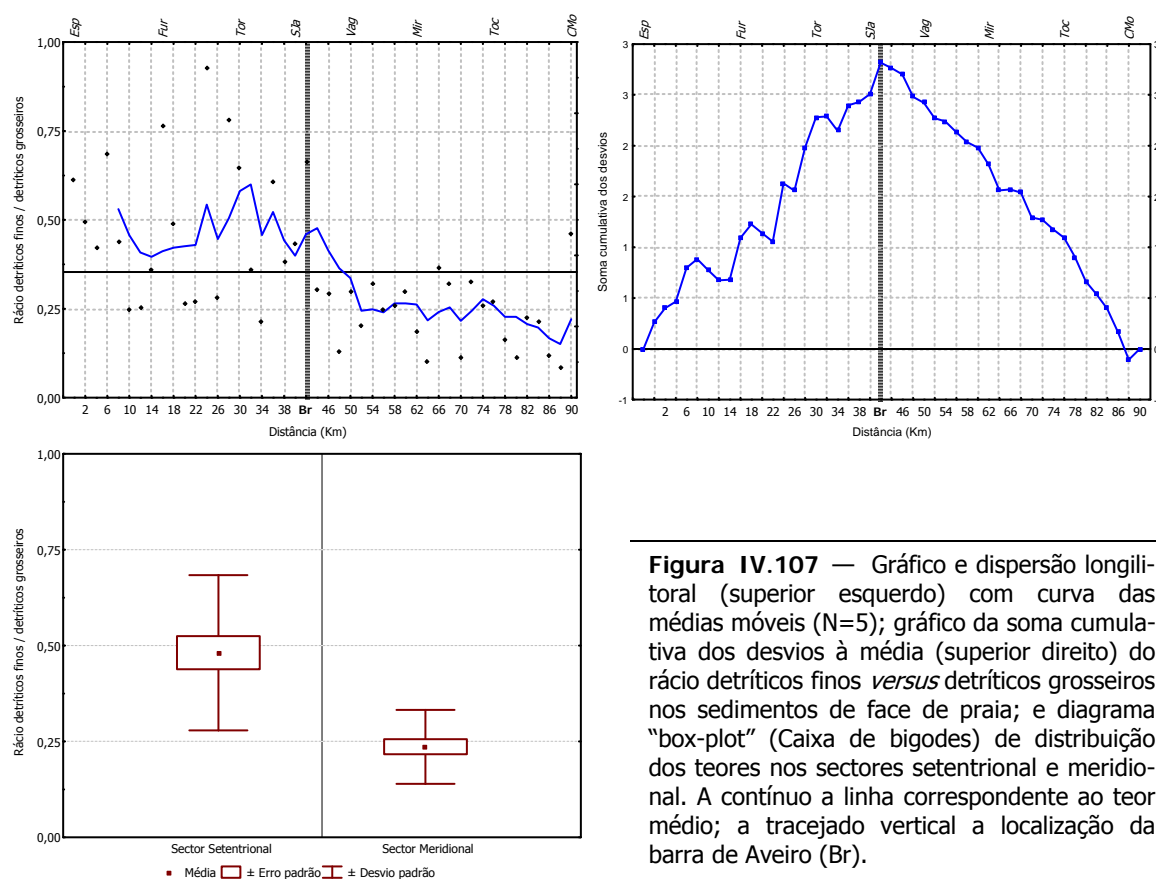


Figura IV.107 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio detríticos finos *versus* detríticos grosseiros nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

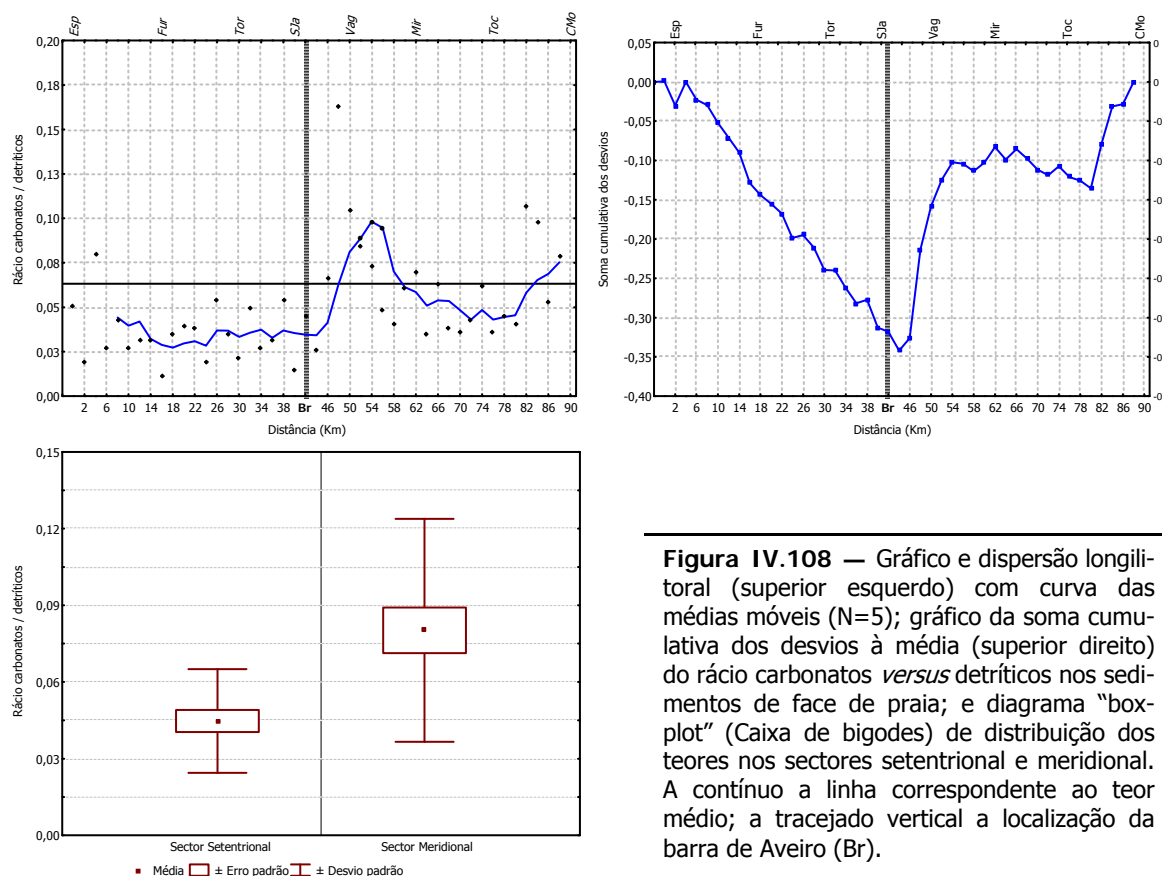


Figura IV.108 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio carbonatos *versus* detríticos nos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.38 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos rácios mineralógicos relativos aos sedimentos de face de praia do sector setentrional (S. Set) e meridional (S. Mer). A negrito sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>Fn / Gr</i>	0,000	0,644	<u>$p < .001$</u>	0,48	0,24	0,20	0,10	22	24
<i>Crb / Dtr</i>	-0,470	0,000	<u>$p < .025$</u>	0,04	0,08	0,02	0,04	22	24

Fn - detríticos finos; *Gr* - detríticos grosseiros; *Crb* - carbonatos; *Dtr* - detríticos

Sedimentos de Berma (*SB*)

Quando se procede à análise da curva *Sdc* dos minerais detríticos identificados na fracção fina dos *SB* (*Qz*, *filossilicatos*, *Fk* e *P*) constata-se que, *grosso modo*, a distribuição longilitoral é similar à identificada nos *SFp*, a norte e a sul do Km42 (*S.Jacinto*), verificando-se, contudo, o registo frequente de perturbações locais que afectam a sua definição, nomeadamente, entre os Km30 (*Torreira*) e o Km58 (*Mira*).

No caso do **QUARTZO** (*Qz*) verifica-se que a *Sdc* diminui desde o extremo setentrional (*Espinho*) até ao Km30 (*Torreira*), pelo que ali os teores de *Qz* são inferiores ao valor médio

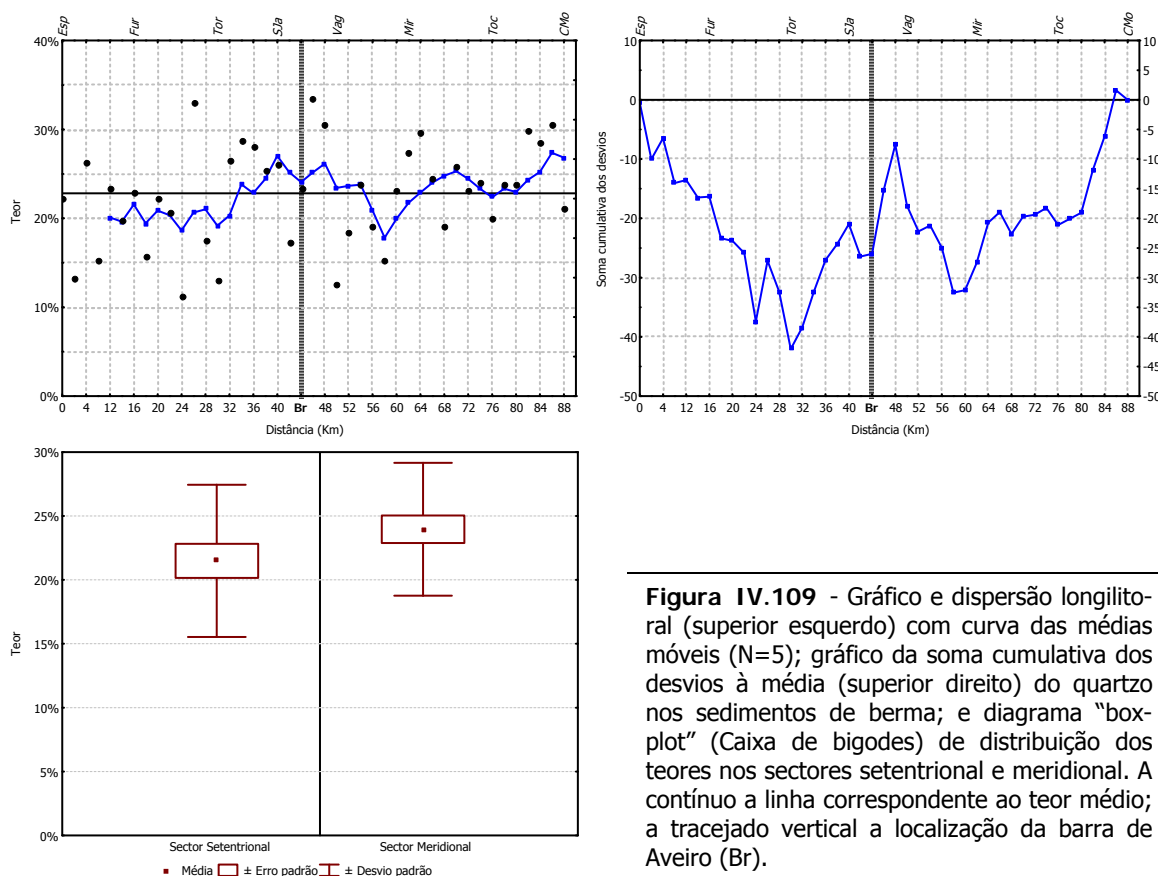
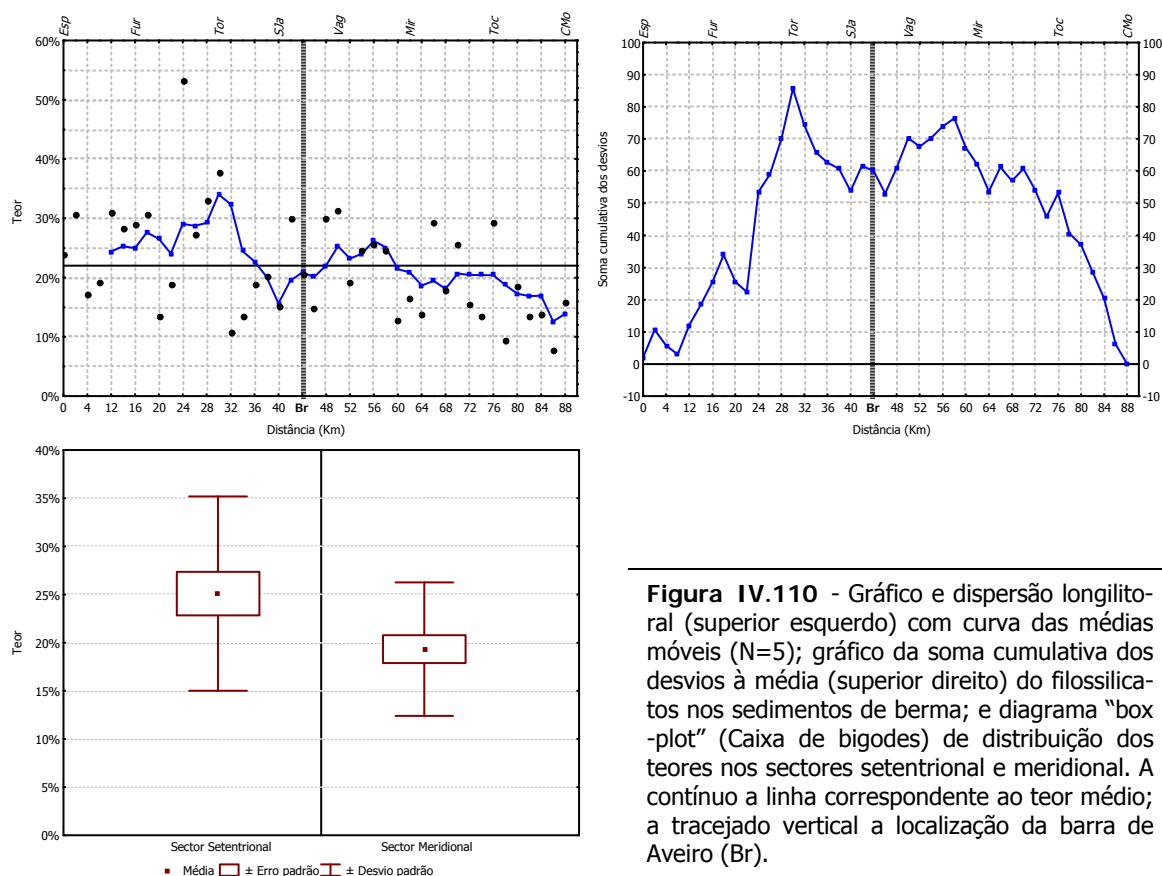


Figura IV.109 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do quartzo nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

regional ($M \sim 23\%$) mantendo-se razoavelmente contrastantes (Figura IV.109). A partir desse ponto e até ao Km48 (Vagueira) os valores da *Sdc* crescem para diminuir novamente até ao Km58 (*Areão*), como se pode observar na curva das *Mm*. Ou seja, entre o paralelo Km30 e Km48 os *SB* enriquecem em *Qz* e para sul deste último paralelo (Km48) regista-se, novamente, um empobrecimento relativo até ao paralelo Km58 (*Areão*). Para sul deste paralelo e até ao extremo meridional (*Cabo Mondego*) a *Sdc* entra em crescimento indicando enriquecimento relativo de *Qz* nos *SB*, indiciando a curva *Mm* que o incremento dos teores até ao limite meridional (*Cabo Mondego*) da área em estudo é consistente.

Os *FILOSSILICATOS* apresentam, como se pode observar na curva *Mm* (Figura IV.110), a tendência para, tal como nos *Sfp*, diminuírem o seu peso relativo do sector norte para o sector sul nos *SB*. Ou seja, há empobrecimento relativo dos *SB* em *filossilicatos* nessa direcção. No gráfico da *Sdc* são, contudo, identificáveis tendências longilitorais de menor escala. Assim, a crescente *Sdc* desde o extremo norte (*Espinho*) até ao Km30 (*Torreira*) indica a preponderância nesse sector de teores superiores à média regional ($M \sim 22\%$). Ou seja, estamos perante um sector a norte onde há um enriquecimento relativo de *filossilicatos*, que confina a sul com um outro, onde a sucede o contrário - empobrecimento. No entanto, para sul do Km40 a *Sdc* passa a crescente, o que sucede até ao Km58 (*Areão*), dando a indicação do predomínio de teores



superiores à média regional. Ou seja, há, localmente, enriquecimento relativo de *filossilicatos* relativamente ao sector que se encontra a montante, facto que deixa de suceder para sul deste último paralelo (Km58), onde a *Sdc* retoma a tendência decrescente indiciando o predomínio de teores inferiores, como se pode observar na curva das *Mm*.

O gráfico das *Mm* do **FELDSPATO POTÁSSICO** (*Fk*) sugere o aumento longilitoral para sul dos teores relativos, com a curva da *Sdc* a definir duas tendências similares às identificadas nos *SFp* — Figura IV.111. Desde o extremo norte (*Espinho*) até ao Km30 (*Torreira*) a *Sdc* é decrescente, o que pressupõe o registo teores inferiores à média regional ($M \sim 17\%$), ou seja, ocorre neste trecho um empobrecimento relativo de *Fk* relativamente ao sector sul. Entre este último paralelo e o Km48 (*Vagueira*) as tendências expressivas são de carácter local, como sucede entre esse paralelo e o Km42 (*S. Jacinto-Barra*), com a crescente *Sdc* a indicar o enriquecimento relativo dos *SB* em *Fk*. Para sul do Km48 (*Costa Nova*) a *Sdc* passa a crescente de modo consistente, sugerindo igualmente o enriquecimento relativo em *Fk*, face ao predomínio de teores superiores à média regional. Na curva das *Mm* é possível destringir as tendências identificadas no gráfico dos desvios cumulativos. De modo irregular a referida curva tende a percorrer a faixa dos teores inferiores ao teor médio a norte do paralelo Km48, ao passo que a sul do mesmo tende a percorrer a faixa dos teores superiores, com uma tendência mais

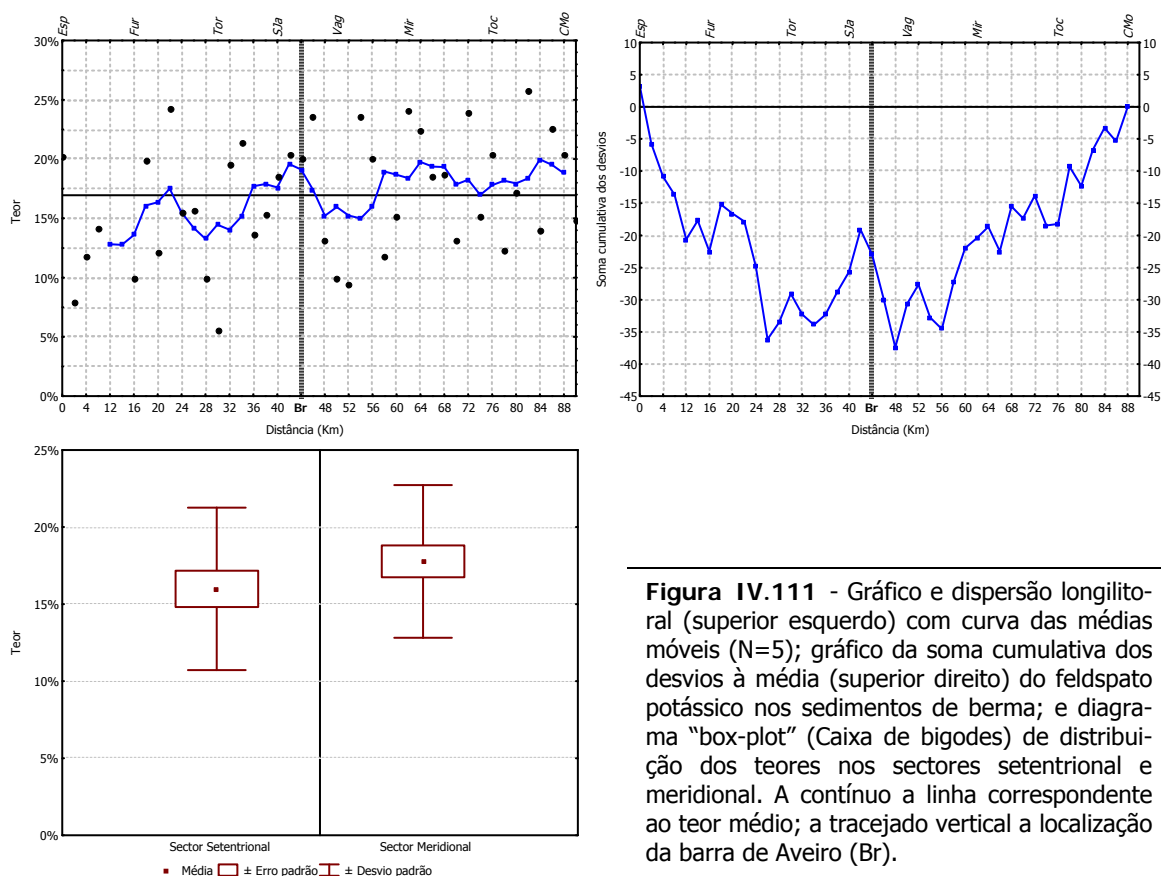


Figura IV.111 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do feldspato potássico nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

consistente.

No que respeita à **PLAGIOCLASE** verifica-se a existência de um curto sector localizado na extremidade setentrional do litoral estudado, onde as *Sdc* são sucessivamente crescentes, o que corresponde à persistência de teores superiores ao valor médio ($M \sim 19\%$) — Figura IV.112. Mas para sul do Km6 (*Esmoriz*) a distribuição da *Sdc* é semelhante à observada no quartzo e *Fk*, isto é, diminui sucessivamente até à Vagueira, com teores abaixo da média. Mas, tal como nos minerais detríticos atrás mencionados, esta tendência inverte-se mais para sul passando a *Sdc* a crescente, indiciando, novamente, o registo de teores superiores ao valor médio. No gráfico de dispersão longilitoral de teores é razoavelmente estável a norte e a sul do sector da charneira considerada (Km48-50), exceptuando a região setentrional, sendo os teores médios no sector norte inferior à média regional (onde ocorre um máximo) e verificando-se o oposto no sector sul.

Entre os minerais químicos acessórios destaca-se a **ANIDRITE** (*An*) pelo facto de exhibir variações consistentes nos sectores norte e sul — Figura IV.113. É notável o crescimento *Sdc* desde a extremidade norte do litoral em estudo até ao paralelo Km40 (*S. Jacinto*), seguido de decréscimo até à extremidade meridional. A curva das *Mm* no gráfico de dispersão longilitoral é também clara ao sugerir a estabilidade dos teores a norte, a transição abrupta na passagem do

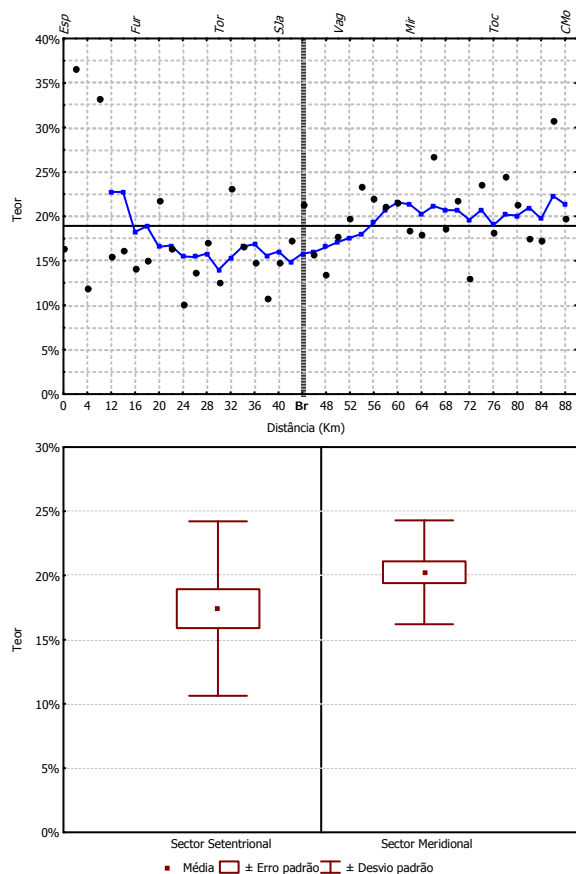


Figura IV.112 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da plagioclase nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

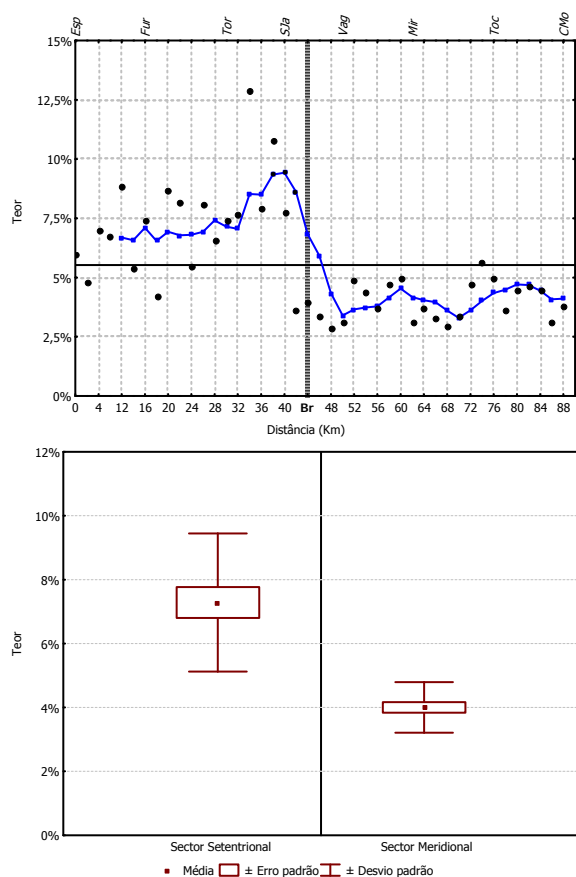


Figura IV.113 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da anidrite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

paralelo Km40 e nova estabilização dos teores a sul.

No gráfico da *Sdc* da *OPALA c/CT (Op)* o valor da soma acumulada cresce desde a extremidade norte até ao paralelo Km22 (*Furadouro*), o mesmo se verificando para sul do paralelo Km76 (*Tocha*) — Figura IV.114. Entre estes locais a *Sdc* diminui consecutivamente, indicando, assim, uma distribuição longilitoral distinta da observada na *An*. Na generalidade dos casos os teores de *Op* são inferiores ao valor médio regional ($M \sim 6\%$), com os extremos setentrional e meridional a registarem teores superiores ($> \sim 7\%$). Observam-se pois um enriquecimento relativo de *Op* nesses extremos, enquanto que na região central o traçado da curva *Mm* é razoavelmente estável, mesmo sendo perturbada à passagem do paralelo de S. Jacinto.

No caso da *CALCITE (Ca)*, contrariamente à *Op* e, como a seguir se verá, à *D*, a *Sdc* diminui desde a extremidade norte até ao paralelo Km30 (*Torreira*) — Figura IV.115. Para sul, o valor da soma acumulada passa a crescer, sofrendo, no entanto, a partir do paralelo Km74 (*Tocha*) uma ligeira perturbação. Os teores de calcite são inferiores à média regional ($M \sim 5\%$) na região a norte do paralelo Km30, e, regra geral, consistentemente superiores para sul Km42 (*S. Jacinto*). O gráfico da curva das *Mm*, para além de sugerir o aumento longilitoral para sul dos

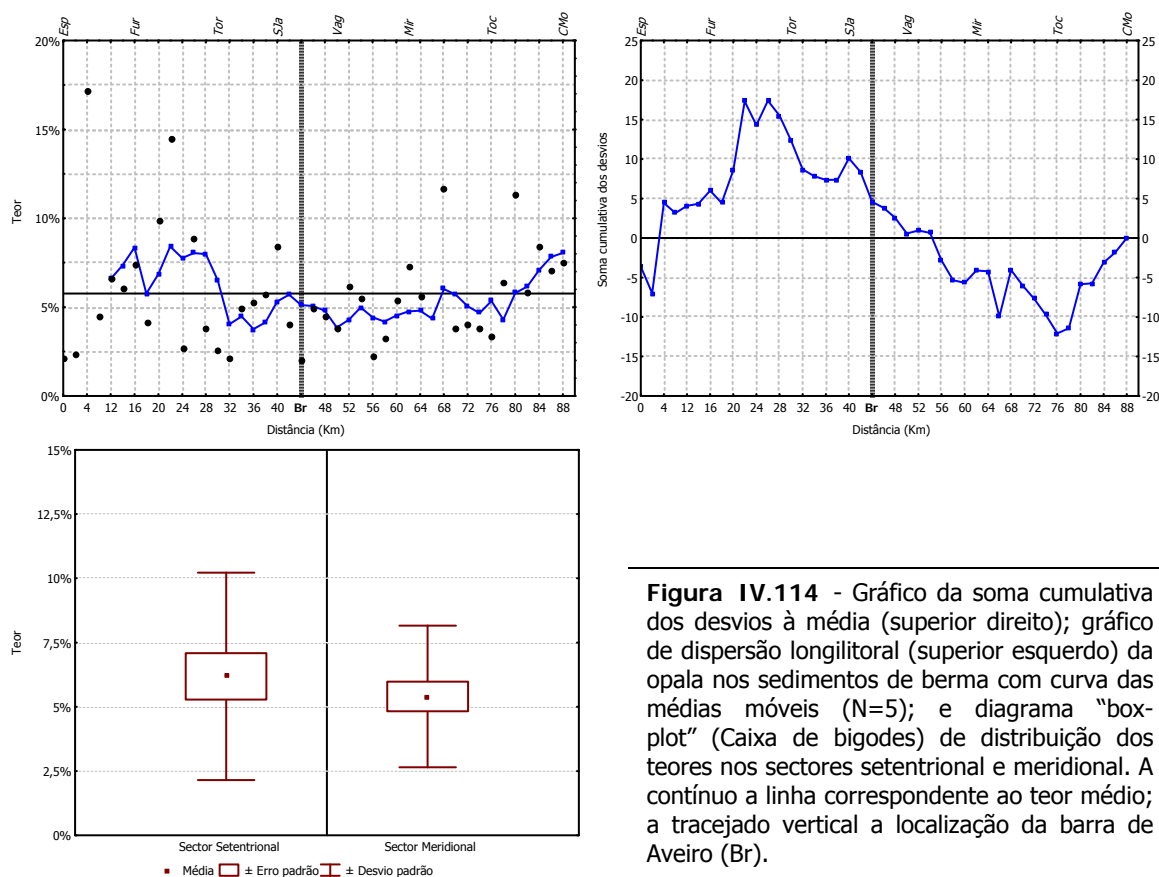


Figura IV.114 - Gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito); gráfico de dispersão longilitoral (superior esquerdo) da opala nos sedimentos de berma com curva das médias móveis ($N=5$); e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

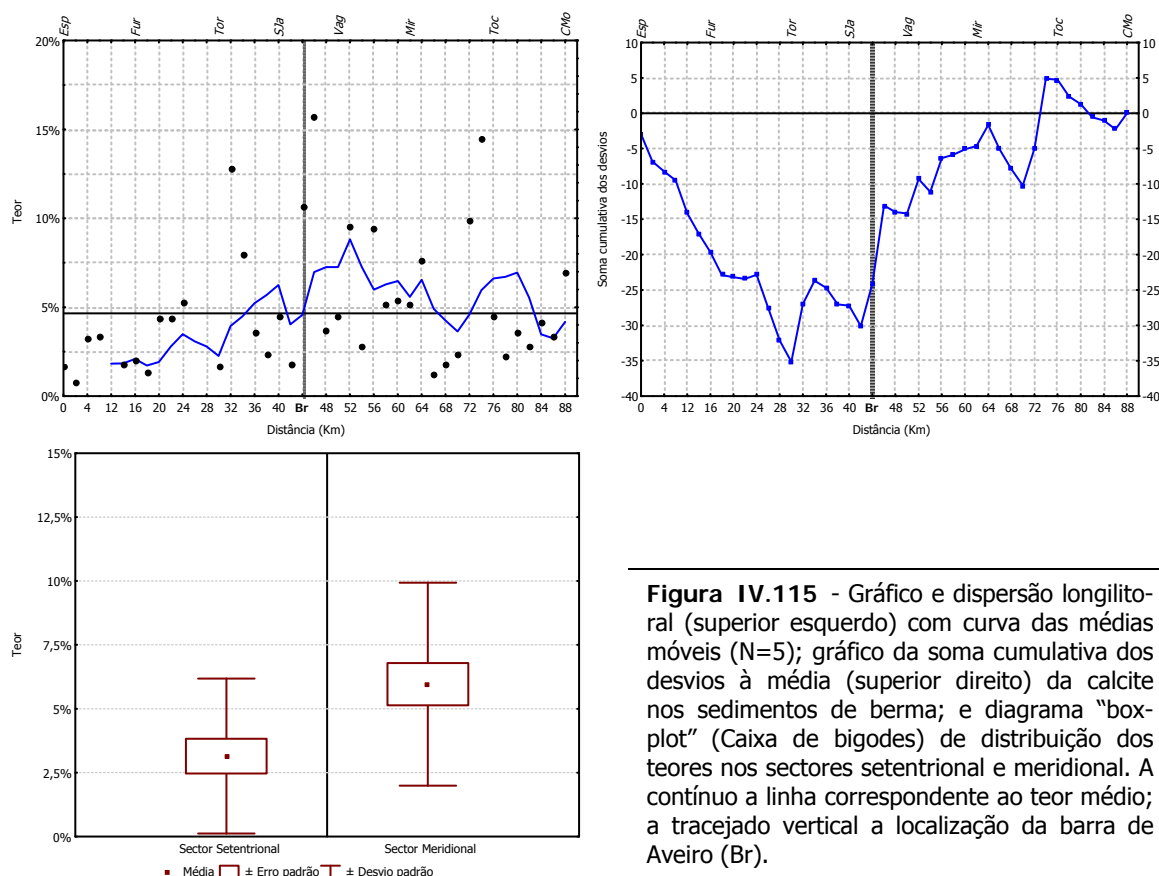


Figura IV.115 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da calcite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

teores em calcite, torna visível o relativo aumento dos teores a norte do paralelo Km20, bem como a inversão sustentada para sul até ao paralelo Km46 (*Vagueira*) e a estabilidade dos mesmos para sul deste paralelo, perturbada, contudo, em torno do paralelo Km70 (*Mira-Tocha*) e nas proximidades do *Cabo Mondego*. Uma vez mais, a região da barra de Aveiro constitui uma fronteira separando dois domínios com comportamentos diferentes.

A Sdc da *DOLOMITE* (*D*) descreve uma curva assintónica relativamente à da *Ca* — Figura IV.116. Na verdade, e ao contrário deste último carbonato, na extremidade setentrional do litoral em estudo, concretamente até ao paralelo Km20 (*Furadouro*), a *Sdc* é crescente passando a decrescente a partir deste ponto até ao Km70 (*Tocha*). Esta evolução é, no entanto, perturbada no trecho compreendido entre os paralelos Km42 (*S. Jacinto*) e Km54 (*Vagueira*), onde se observa um máximo secundário. A *D* não exhibe, deste modo, uma tendência de enriquecimento ou de défice de *D* nos sedimentos a norte e a sul da barra de Aveiro, como sugerem as curvas da Figura IV.114.

As ocorrências mais expressivas de *ZEÓLITOS* (*Ze*), *SIDERITE* (*Sy*) e *PIRITE* (*Py*) têm carácter simultaneamente localizado e restrito a um dos sectores até agora considerados (meridional ou setentrional) — Figura IV.117. No que respeita aos *ZEÓLITOS*, o comportamento

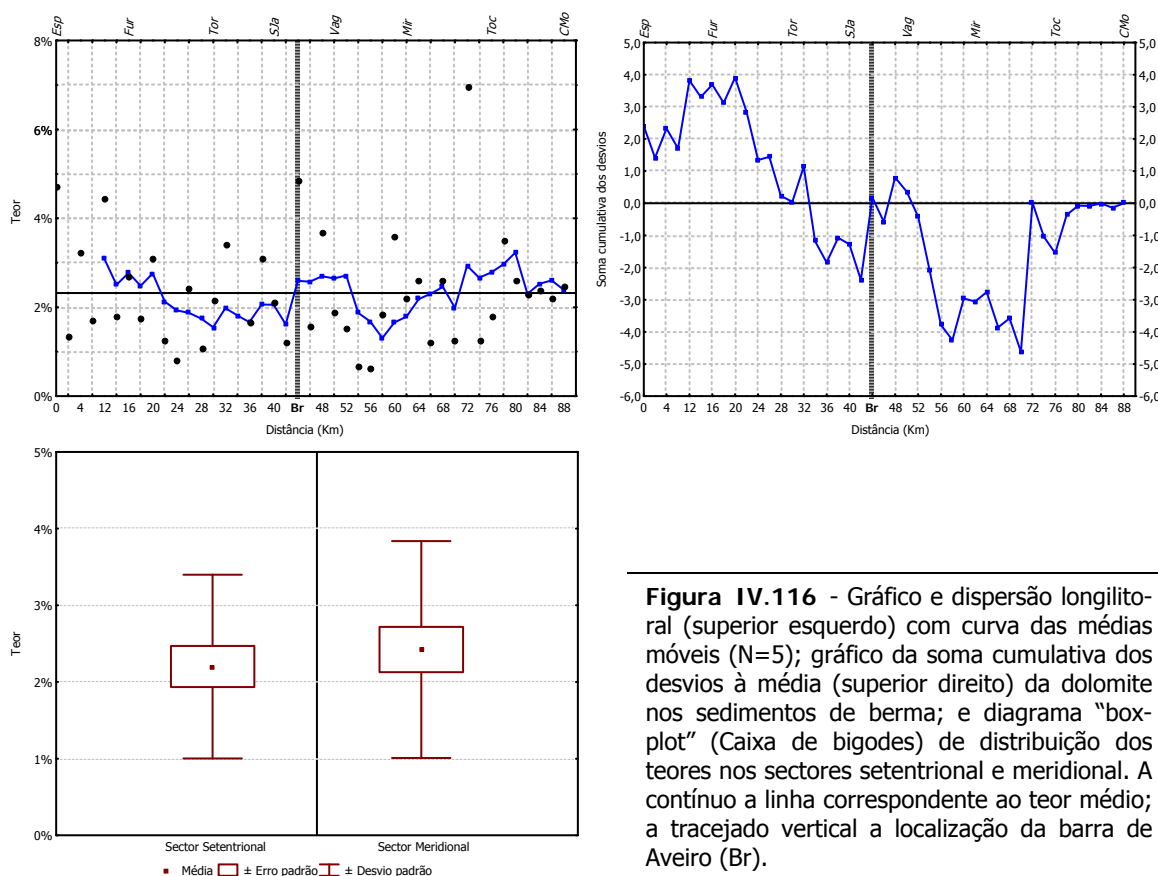


Figura IV.116 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da dolomite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

da *Sdc* no sector meridional, concretamente a jusante do paralelo Km50 (*Vagueira*), aponta para uma presença mais significativa neste sector que no setentrional, o que também é visível no traçado da curva das *Mm*. Ao contrário dos *Ze*, a *Py* e a *Sy* exibem registo mais significativo no sector setentrional. Conforme se pode verificar no gráfico das *Mm*, a ocorrência da *PIRITE* é mais expressiva entre os paralelos Km14 (*Espinho-Furadouro*) e Km26 (*Torreira*), onde a *Sdc* é crescente para sul. Mas a diminuição da soma dos desvios para jusante do mesmo trecho indicia dissipação na mesma direcção. Contudo, no sector meridional, embora localmente, adquire expressividade similar, nomeadamente em torno do paralelo Km70 ((*Mira-Tocha*)). Já a *SIDERITE* mostra presença mais vincada no sector setentrional. É na sua extremidade, concretamente para norte do Km16 (*Furadouro*), que os *SB* registam maior enriquecimento neste mineral, que justifica a abrupta inflexão da curva da *Sdc*. Assim, como no trecho central delimitado pelos paralelos Km36 (*S. Jacinto*) e Km50 (*Vagueira*), observando para sul deste paralelo tendência clara para a redução da sua presença.

Considerando os sectores setentrional e meridional definidos aquando da análise dos *SFp*, procedeu-se, com o uso do teste *K-S* (Tabela IV.39), à comparação da relevância das diferenças entre teores dos minerais identificados nos *SB*, nesses mesmos sectores. Verifica-se que somente alguns minerais exibem distribuições amostrais significativamente diferentes. Concretamente a *P*,

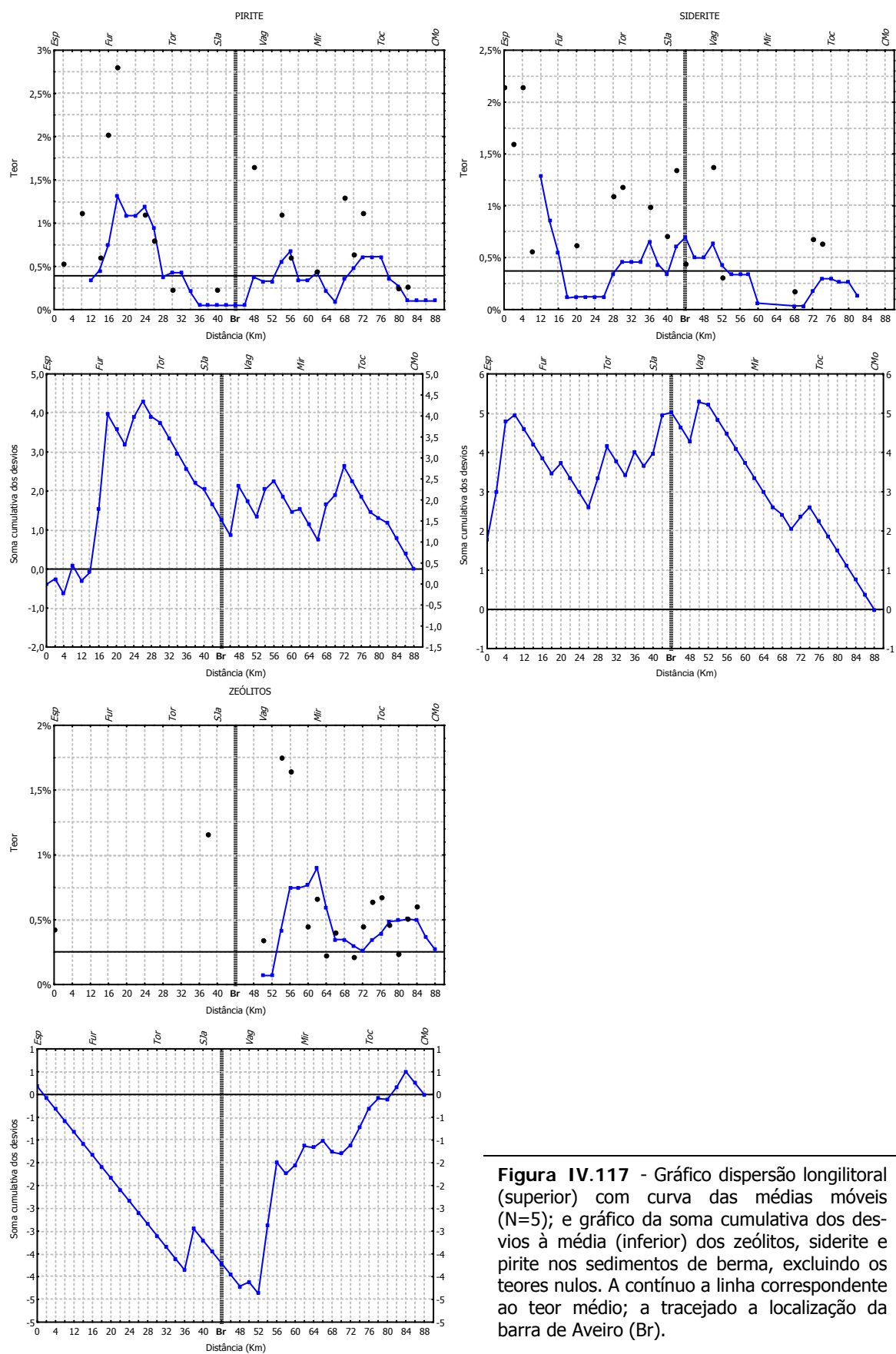


Figura IV.117 - Gráfico dispersão longitudinal (superior) com curva das médias móveis (N=5); e gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (inferior) dos zeólitos, siderite e pirite nos sedimentos de berma, excluindo os teores nulos. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado a localização da barra de Aveiro (Br).

entre os minerais detríticos, e *Ze*, *Ca* e a *An*, entre os minerais químicos acessórios. Tal conduz à conclusão que estes minerais não têm a mesma distribuição populacional e, por outro lado, que as respectivas medidas de tendência central (*M* e *Mdn*) são significativamente diferentes. Assim, podemos concluir que os teores de *P* e *Ca* são significativamente mais elevados no sector meridional que no sector setentrional, sucedendo o contrário com a *An*. De outro modo, os sedimentos observam um enriquecimento relativo de *P* e *Ca* na direcção do sector meridional, enquanto que *Ze* e *An* observa um empobrecimento na mesma direcção.

Apesar não serem (estatisticamente) significativas, os minerais detríticos e químicos acessórios (com excepção dos *filossilicatos* e *Op*) exibem teores de ocorrência diferentes no sector setentrional e meridional — Tabela IV.39. Os *filossilicatos* empobrecem em termos relativos do sector setentrional para o meridional, enquanto *Qz* e *Fk* sugerem enriquecimento relativo na mesma direcção. Entre os químicos acessórios, e à semelhança do *Qz* e *Fk*, a *D* indicia enriquecimento relativo do primeiro para o segundo sector considerados, ao passo que a *Op* observa um comportamento contrário — empobrecimento relativo. Embora não se possa atribuir significado estatístico a estas diferenças, cabe notar que as variações indicadas identificam trechos e locais idênticos aos que os restantes minerais delimitam, sendo, neste caso, as variações significativas.

Olhando para da *Sdc* do rácio detríticos finos *versus* detríticos grosseiros, verificamos que se compagina com a respeitante aos *Sfp* — Figura IV.118. Até ao Km30 (*Torreira*) a *Sdc* crescente para sul, pressupondo que neste trecho o rácio é sempre superior ao valor médio (*M*

Tabela IV.39 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados tal qual dos minerais identificados nos *SB* relativos ao sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) do paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set <i>M</i>	S. Mer <i>M</i>	S. Set <i>Dpd</i>	S. Mer <i>Dpd</i>	S. Set <i>N</i>	S. Mer <i>N</i>
<i>Filos</i>	0,000	0,326	$p > .10$	25,10	19,33	10,09	6,93	20	23
<i>Qz</i>	-0,296	0,007	$p > .10$	21,50	23,97	5,96	5,20	20	23
<i>Fk</i>	-0,204	0,035	$p > .10$	15,99	17,77	5,27	4,95	20	23
<i>P</i>	-0,670	0,100	$p < .001$	17,42	20,25	6,79	4,04	20	23
<i>Op</i>	-0,120	0,163	$p > .10$	6,19	5,40	4,03	2,75	20	23
<i>Ze</i>	-0,552	0,000	$p < .005$	0,08	0,40	0,27	0,48	20	23
<i>Ca</i>	-0,420	0,000	$p < .05$	3,15	5,96	3,03	3,97	20	23
<i>D</i>	-0,196	0,133	$p > .10$	2,20	2,42	1,20	1,42	20	23
<i>Sy</i>	0,000	0,370	$p > .10$	0,62	0,16	0,75	0,34	20	23
<i>Py</i>	-0,041	0,100	$p > .10$	0,47	0,32	0,77	0,50	20	23
<i>An</i>	0,000	0,807	$p < .001$	7,29	4,00	2,16	0,79	20	23

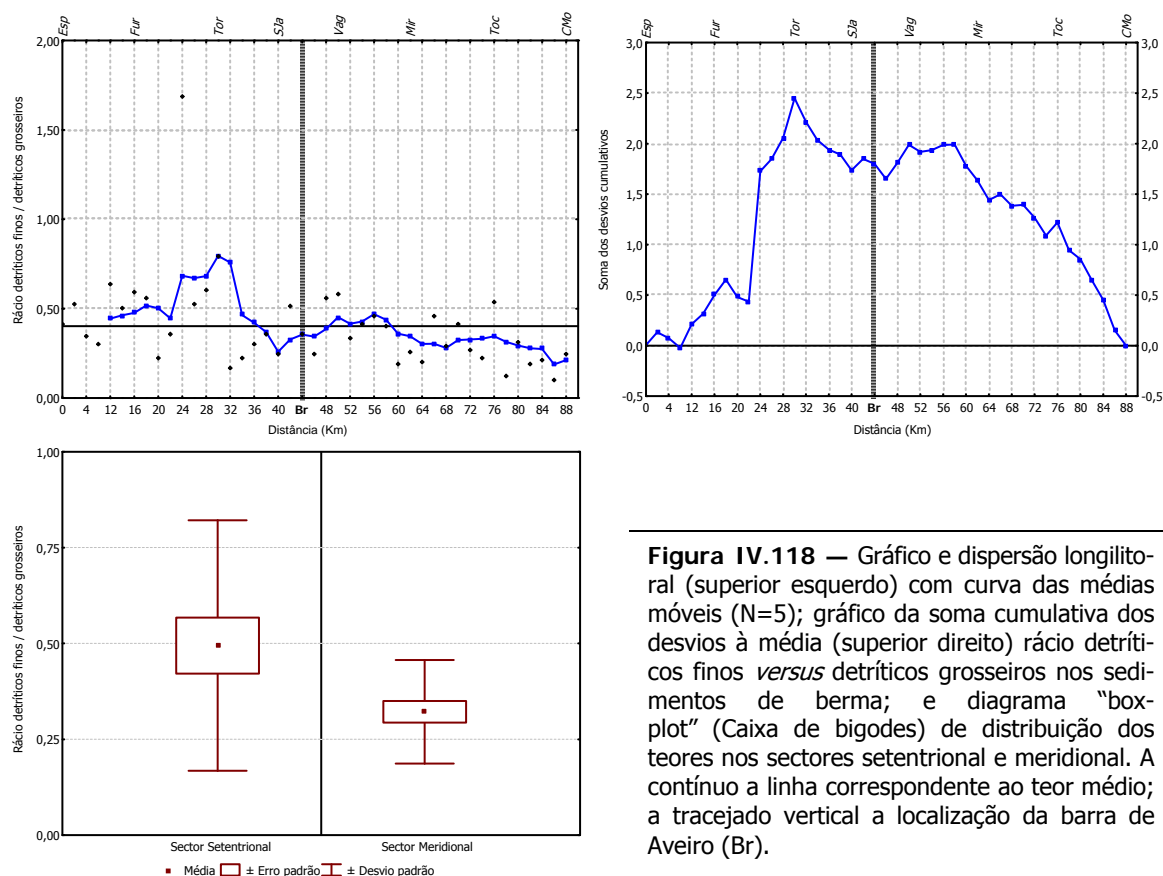


Figura IV.118 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) rácio detríticos finos *versus* detríticos grosseiros nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

$\sim 0,40$). A quase estabilidade da mesma soma para sul desse paralelo e até ao Km58 (*Areão*) subentende que os rácios acompanham o mesmo fundo. Já a tendência decrescente registada para sul do Km58 indica que o rácio em consideração tende aqui a ser inferior ao rácio de “fundo”. Podemos, assim, concluir, e tomando em conta o traçado da curva das *Mm*, que há um enriquecimento relativo dos *SB* em detríticos grosseiros à medida que progredimos das áreas setentrionais para as meridionais, observando-se na extremidade meridional do trecho em estudo (*Cabo Mondego*) o mais baixo valor do rácio *Mm*, sem que seja significativa a diferença entre os rácios, como se conclui da análise dos resultados do teste *K-S* (Tabela IV.40).

Olhando para o rácio carbonatos *versus* detríticos (Figura IV.119) verificamos que a *Sdc* decresce consecutivamente desde o extremo norte do litoral em estudo até o Km30 (*Torreira*), o que reflecte o predomínio de valores inferiores à média ($M \sim 0,09$). Contudo, para sul desse paralelo a mesma soma entra em fase crescente, dando a indicação da tendência para o predomínio de rácios superiores ao rácio de referência, o que sucede, *grosso modo*, até ao Km52 (*Vagueira*). Ou seja, a partir do Km30 os *SB* revelam, no geral, um enriquecimento relativo em carbonatos. São, contudo, perceptíveis pequenas variações de expressão local, não significativas, na de curva *Mm*. Temos, assim, *grosso modo*, um patamar que se desenvolve desde a extremidade norte até ao Km30 expressando rácios inferiores ao rácio de “fundo”,

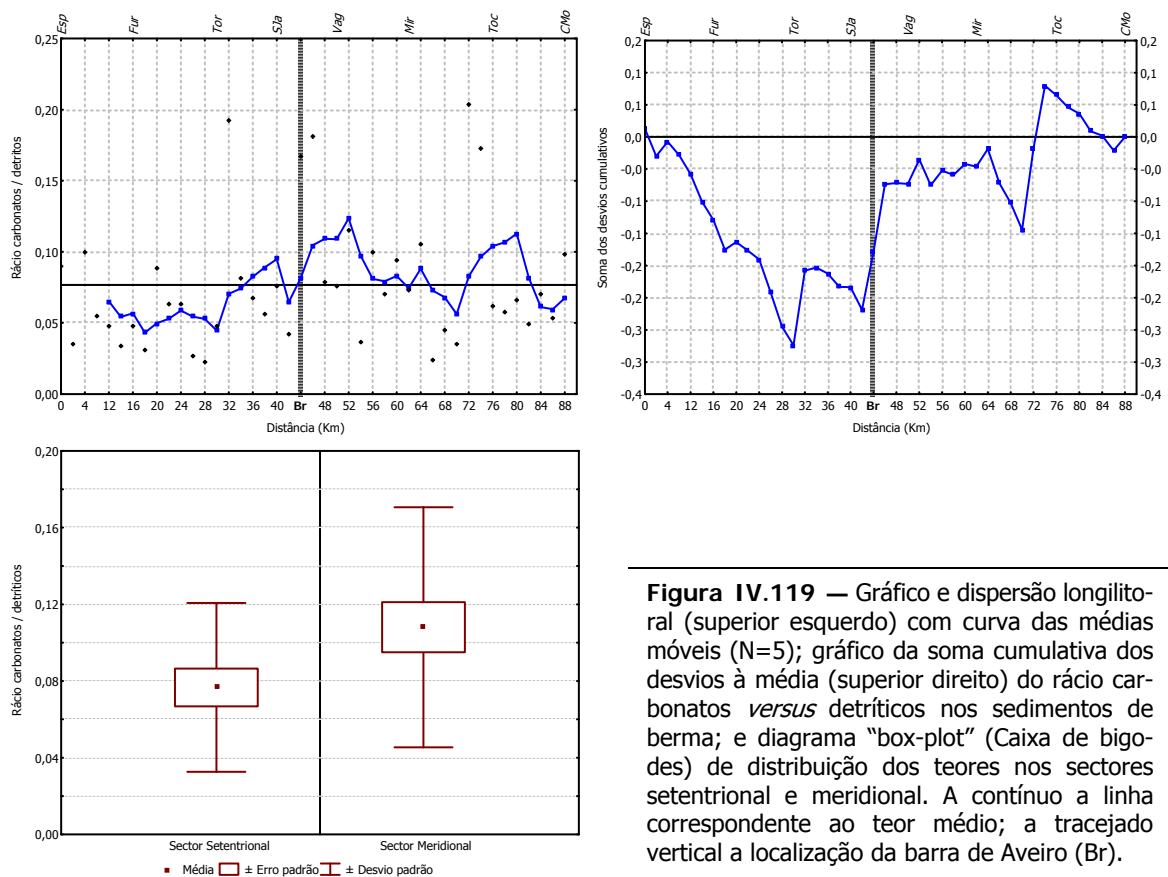


Figura IV.119 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio carbonatos *versus* detriticos nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

subentendendo a existência de um enriquecimento relativo dos *SB* em minerais detríticos, e um outro que se desenvolve, *grosso modo*, para sul do Km52 que, contrariamente, reflecte enriquecimento em carbonatos, após perturbação introduzida em torno do Km42. Mas, tal como se verificou com o rácio atrás aludido, os resultados do teste *K-S* (Tabela IV.40) não indicia diferenças significativas entre o sector setentrional e meridional quando considerado o presente rácio (carbonatos *versus* detritos).

Tabela IV.40 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico Kolmogorov-Smirnov aos dados, tal qual, dos rácios mineralógicos relativos nos sedimentos de berma do sector a norte (Berma N) e a sul (Berma S) do paralelo Km42 (S. Jacinto). A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set M	S. Mer M	S. Set Dpd	S. Mer Dpd	S. Set N	S. Mer N
<i>Fn / Gr</i>	0,000	0,370	$p > .10$	0,49	0,32	0,33	0,14	20	23
<i>Crb / Dtr</i>	-0,352	0,000	$p > .10$	0,08	0,11	0,04	0,06	20	23

Fn - detríticos finos; *Gr* - detríticos grosseiros; *Crb* - carbonatos; *Dtr* - detríticos

Sedimentos de Duna (*SD*)

Com excepção do quartzo, os minerais detríticos identificados na fracção fina dos sedimentos de duna (*SD*) conservam a tendência longilitoral de “fundo” idêntica à observada nos sedimentos de praia (face de praia e berma). Não obstante, verifica-se a introdução de especificidades próprias que a seguir se descrevem.

O *QUARTZO* (*Qz*), contrariamente ao registado nos sedimentos de praia, apresenta na extremidade norte do litoral em estudo, concretamente a norte do paralelo Km20 (*Furadouro*), os mais elevados teores, excedendo muito o “teor de fundo” ($M \sim 21\%$) — Figura IV.120. Para sul desse local a continua diminuição da *Sdc* aponta para a diminuição da abundância do *Qz* nos *SD*, que vem, contudo, a ser readquirida a partir paralelo Km54 (*Mira*), não atingindo, no entanto, a observada no extremo setentrional, como se pode inferir dos valores da *Sdc*.

A curva das *Mm* clarifica as tendências descritas, destacando-se o sector a norte do paralelo Km20 e o delimitado pelos paralelos Km30 (*Torreira*) e Km44 (*S. Jacinto*), por exibirem teores médios de quartzo mais elevados e mais baixos, respectivamente, em relação à média regional. Para sul do Km54 a curva das *Mm* define uma tendência que acompanha, *grosso modo*, a tendência de fundo. Assim, é possível destringer dois sectores distintos separados pela área

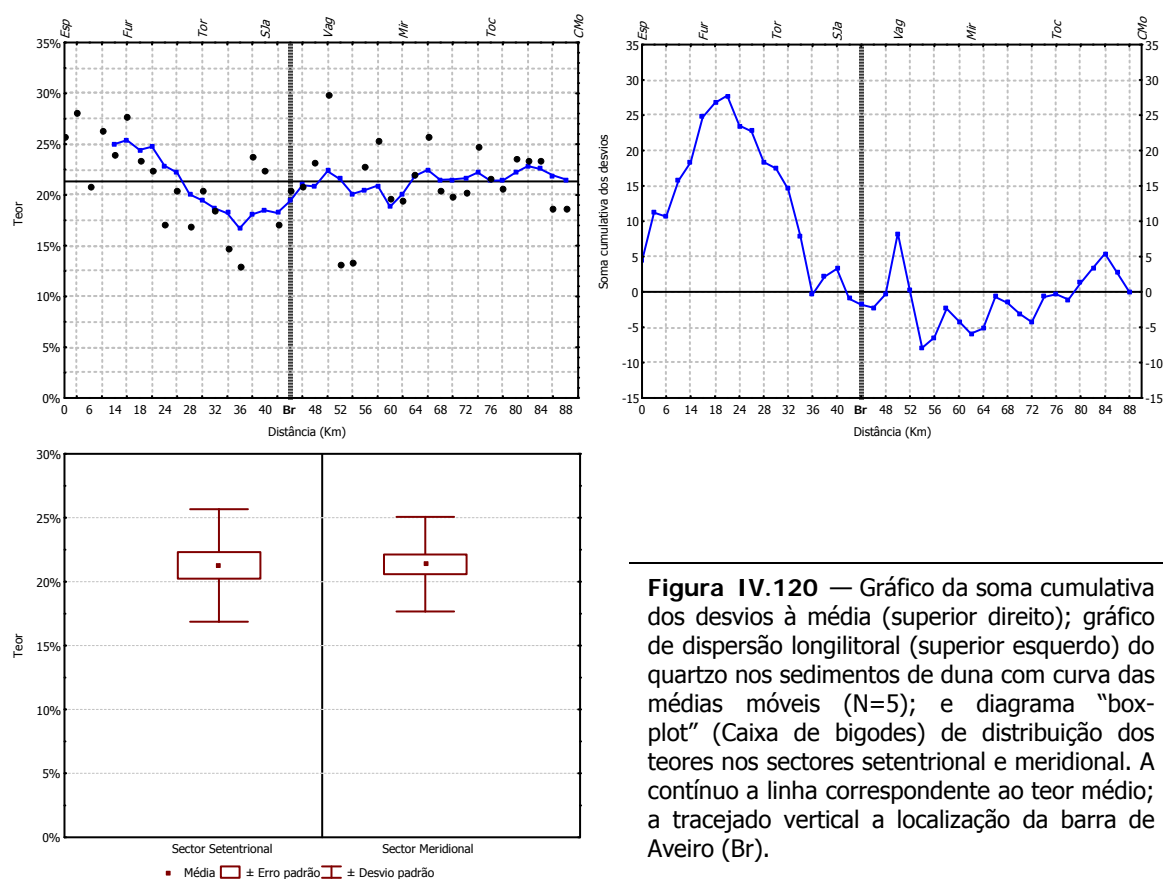
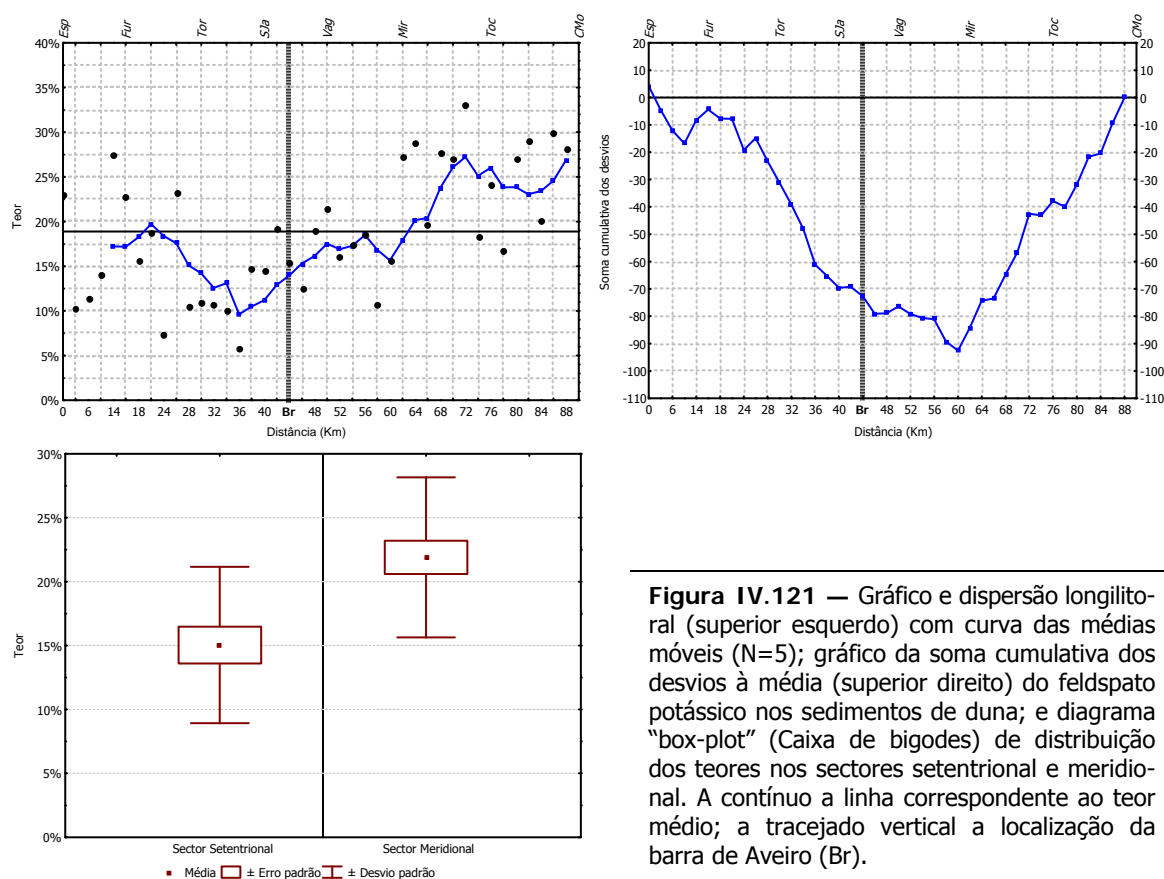


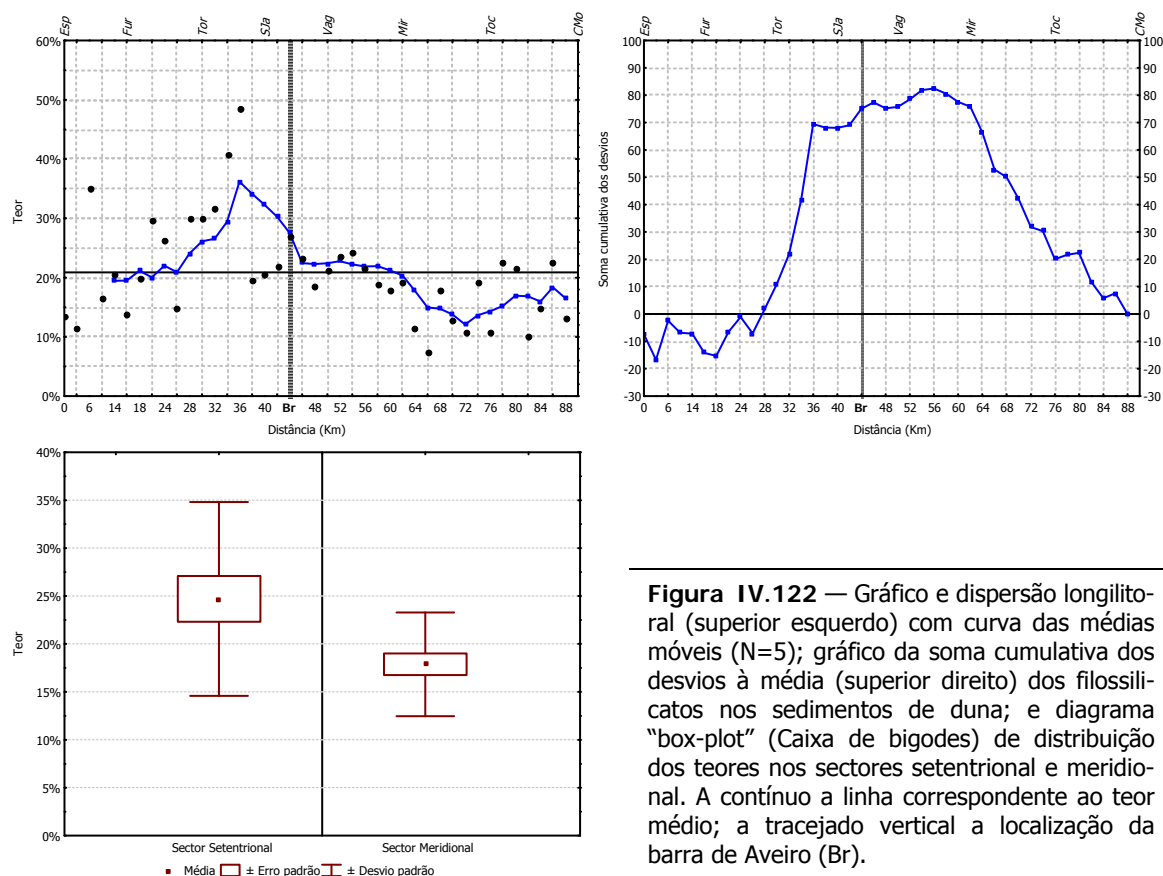
Figura IV.120 — Gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito); gráfico de dispersão longilitoral (superior esquerdo) do quartzo nos sedimentos de duna com curva das médias móveis ($N=5$); e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

envolvente do paralelo Km42 (*S. Jacinto*), com base na atitude da curva das *Mm*, com o sector norte a exibir uma tendência clara de diminuição dos teores do *Qz* de norte para sul, ao passo que no sector a sul os teores são semelhantes à média regional.

O gráfico da *Sdc* do **FELDSPATOS POTÁSSICOS** (*Fk*) evidencia duas tendências relativamente ao teor médio ($M \sim 19\%$) — Figura IV.121. Uma que se inicia no extremo setentrional (*Espinho*), a partir do qual se verifica o decréscimo progressivo da *Sdc*, até ao paralelo Km60 (*Mira*); outra que, se inicia neste paralelo, e termina no extremo meridional (*Cabo Mondego*) que se define pelo valor crescente da *Sdc*. Temos, assim, que até ao paralelo Km60 os teores de *Fk* tendem a ser inferiores ao teor médio, ao passo que para sul tendem a ser superiores a esse mesmo teor de referência. O gráfico da *Mm* põe em relevo as tendências indicadas pelo gráfico anterior.

Atendendo ao gráfico *Sdc* dos teores de **FILOSSILICATOS** nos *SD*, verificamos que a configuração da respectiva curva é similar à dos *SB*, mas com a introdução de algumas peculiaridades — Figura IV.122. Até ao paralelo Km26 (*Torreira*) a soma dos desvios não traduz nenhuma tendência particular. Mas para sul desse paralelo, essa mesma soma incrementa abruptamente até ao paralelo Km36 (*S. Jacinto*) para sul do qual a soma de desvios se mantém





aproximadamente constante até ao paralelo Km62 (*Mira*). A sul deste último local a curva entra numa fase decrescente até ao *Cabo Mondego*. Podemos, assim, concluir que até ao paralelo Km26 os teores tendem a acompanhar o valor da média regional ($M \sim 21\%$). Entre este paralelo e o Km36 ocorre um incremento abrupto nos teores de *filossilicatos* nos *SD*. Entre o Km36 e o paralelo Km62 (*Mira*) os teores em filossilicatos são novamente constantes e semelhantes à média regional, verificando-se para sul o empobrecimento relativo de filossilicatos. De outro modo, os teores neste sector final tendem a ser inferiores ao teor médio. Este comportamento longilitoral dos *filossilicatos* encontra-se bem evidenciado no gráfico das *Mm*, sendo visível o incremento dos teores até ao Km36, seguida de diminuição para jusante desses mesmos teores, vindo a atingir na extremidade meridional os níveis semelhantes ao observado na extremidade oposta (setentrional).

A **PLAGIÓCLASE** (*P*) exhibe um comportamento similar ao do quartzo — Figura IV.123. A progressiva subida da *Sdc* em relação à média regional ($M \sim 19\%$) até ao Km14 (*Furadouro*) indicia que os teores nesse sector tendem a ser superiores ao teor médio. Mas esta tendência inverte-se para sul desse paralelo observando-se a diminuição progressiva da soma dos desvios até ao Km50 (*Vagueira*). Ainda mais para sul a *Sdc* mantém-se razoavelmente constante. A interpretação conduz-nos a concluir que entre o Km14 e Km50 os teores de *P* nos *SD* tendem a

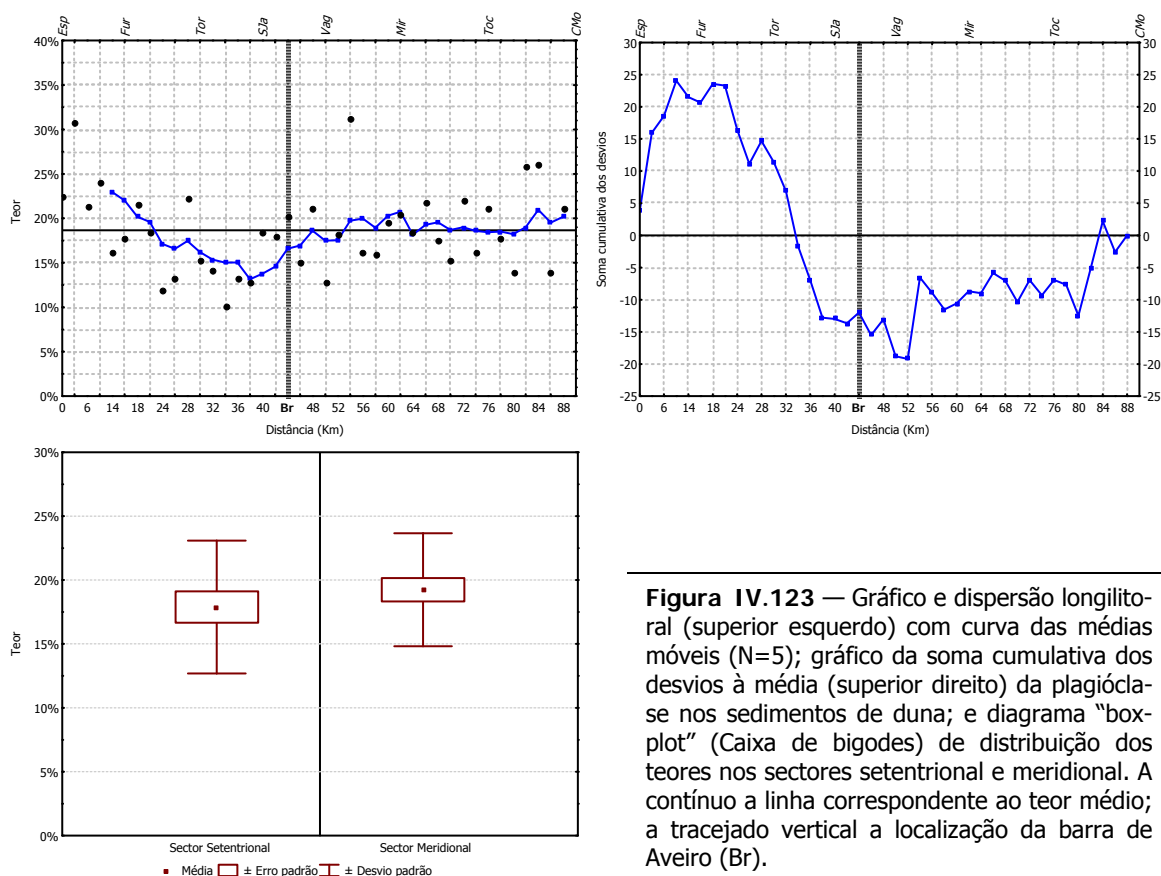


Figura IV.123 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da plagioclase nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

ser inferiores ao valor regional, ao passo que para norte são tendencialmente superiores e mais para sul preferencialmente inferiores.

A curva das *Mm* permite distinguir dois sectores, um a norte e outro a sul do Km42, em que o comportamento longilitoral dos teores de *P* é distinto. O sector norte regista diminuição sustentada de teores na direcção do limite sul. Contrariamente, no sector meridional a tendência é de acompanhamento do valor de “fundo”. Verifica-se, por outro lado, que os teores médios mais elevados ocorrem a norte do Km16 (*Furadouro*), ao passo que os mais baixos ocorrem entre o Km30 (*Torreira*) e o Km44 (*S. Jacinto*), revelando alguma coincidência com o *Qz*.

Com excepção da dolomite (*D*), os minerais químicos acessórios identificados nos *SD*, concretamente opala c/ct (*Op*), calcite (*Ca*) e anidrite (*An*), tendem a exibir um comportamento longilitoral análogo ao registado nos sedimentos de face de praia e berma.

A curva da *Sdc* dos teores de *OPALA c/CT* identifica trechos do litoral onde a *Sdc* é decrescente para sul, sugerindo que os teores tendem a ser ali inferiores à média regional (*M* ~6%), e indicando empobrecimento relativo — Figura IV.124. Observam esta tendência o trecho que se estende para norte do Km6 (*Espinho*), o compreendido entre o Km42 (*S. Jacinto*) e o

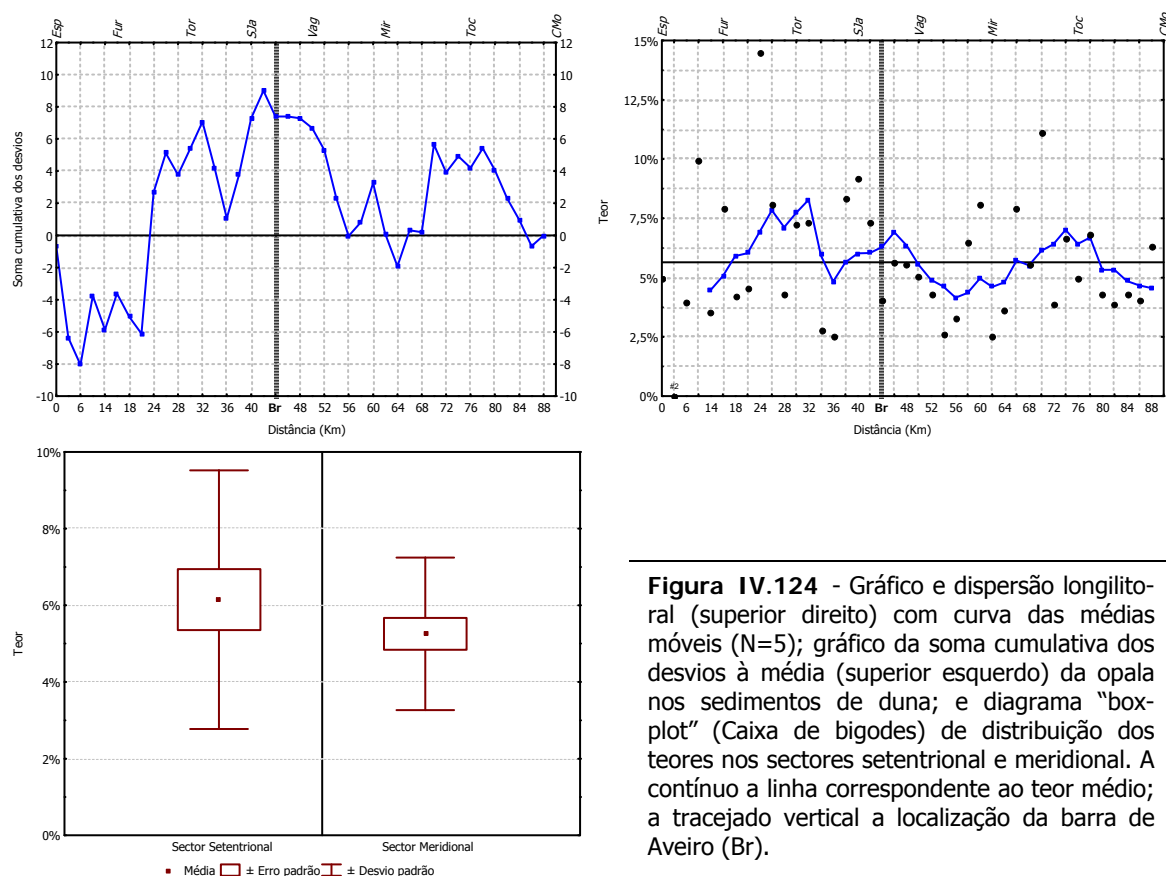


Figura IV.124 - Gráfico e dispersão longitudinal (superior direito) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior esquerdo) da opala nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Km64 (*Mira*) e o que se estende para sul do Km76 (*Tocha*). Com *Sdc* crescente ocorrem os trechos limitados pelos Km6 e 42 e pelos Km64 e 76 (*Tocha*), sugerindo que os teores de *Op* nos respectivos sedimentos são tendencialmente superiores ao de referência. A curva das *Mm* visualiza as tendências atrás descritas, dando simultaneamente o indício de ser a norte do Km42 que a ocorrem os teores *Mm* mais elevados, ao contrário do que sucede a sul, onde são registados os valores mais baixos.

A análise do gráfico dos desvios cumulativos da *CALCITE* permite identificar três trechos que se caracterizam por tendências contrastantes de variação longitudinal deste parâmetro relativamente ao valor da média regional ($M \sim 5\%$) — Figura IV.125. Assim, verifica-se o decréscimo da *Sdc* desde o extremo setentrional até ao Km42 (*S. Jacinto*) (ocorrência de teores de *Ca* inferiores à média regional), com a definição de patamar na vizinhança deste local. Na metade sul a variação longitudinal é significativamente menor e os teores de *Ca* são próximos da média regional. Entre o Km42 e o Km74 (*Tocha*) essa mesma soma entra num regime crescente, indicando o enriquecimento dos *SD* em *Ca*, com teores superiores ao valor médio. A sul deste trecho, a *Sdc* entra, tal como se verificou no extremo setentrional, numa fase decrescente, até ao limite meridional, retomando, assim, a tendência para a diminuição da presença de *Ca* nos sedimentos de duna com teores inferiores ao valor médio. As tendências atrás descritas são

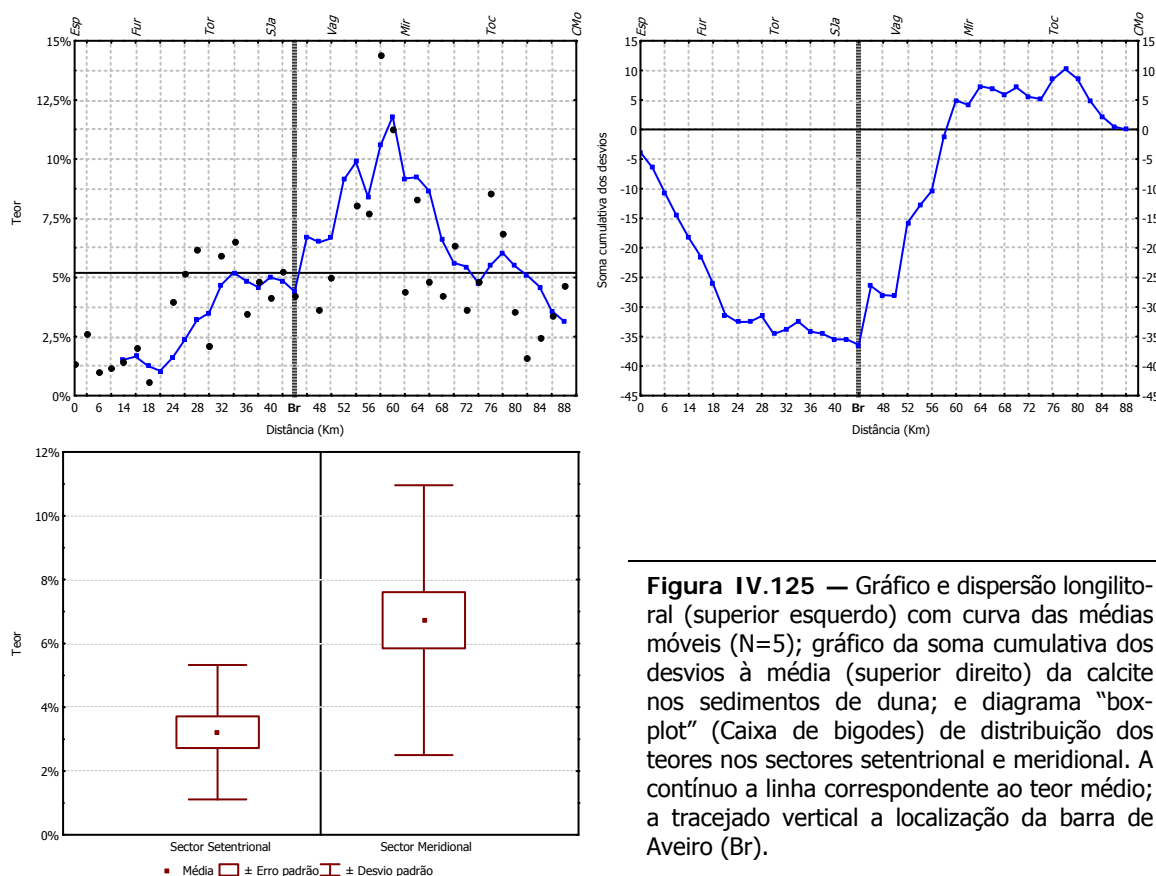


Figura IV.125 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da calcite nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

visíveis na curva da *Mm*, em particular incremento contínuo de *Ca* entre os Km42 e Km60 (*Mira*), onde são registados os mais elevados valores *Mm*.

Contrariamente ao da *Ca*, o gráfico da *Sdc* dos teores de *DOLOMITE* ($M \sim 2\%$) não permite a identificação de tendências notáveis — Figura IV.126. A evolução da *Sdc* apenas permite a definição de tendências com alguma consistência em troços muito localizados, tal como sucede entre o Km4 (*Esmoriz*) e Km16 (*Furadouro*) e entre o Km40 (*S. Jacinto*) e o Km54 (*Areão*), com a *Sdc* em fase decrescente, e entre o Km54 e o Km66 (*Mira*), com a *Sdc* em fase crescente, levando a inferir da predominância de teores inferiores ou superiores, respectivamente, à média regional. Os primeiros sugerem o empobrecimento (relativo) e localizado dos sedimentos em *D*, enquanto os segundos sugerem enriquecimento.

À semelhança do verificado nos sedimentos de face de praia e de berma, a *ANIDRITE* identificada nos *SD* exibe duas tendências contrárias que jogam em torno do Km42 (*S. Jacinto*) — Figura IV.127. A norte deste paralelo, após trecho inicial onde os teores registam alguma estabilidade (entre Espinho e o Km20, *Furadouro*), a *Sdc* passa a crescente, sustentando a conclusão de que os teores registados são superiores à média regional ($M \sim 6\%$); ao passo que o decréscimo consecutivo da mesma soma para sul conduzem a uma conclusão contrária, isto é,

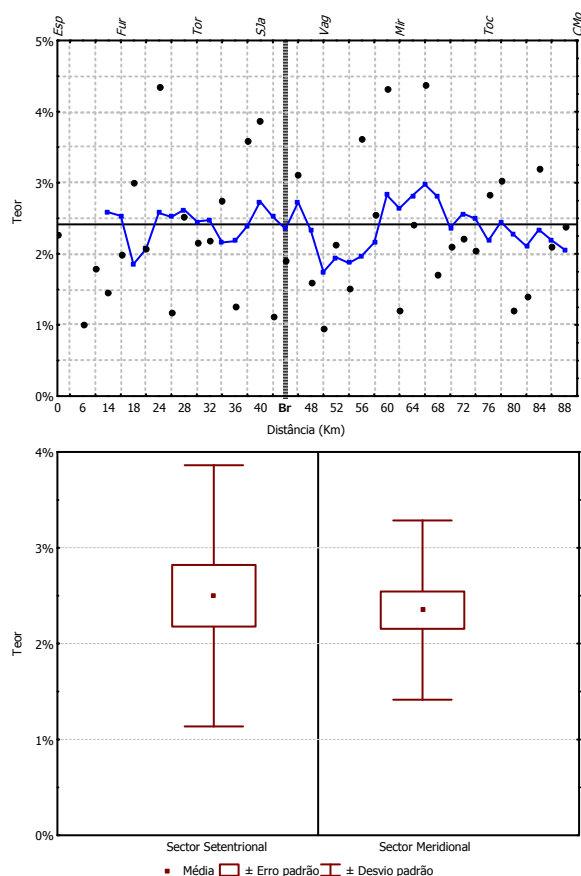


Figura IV.126 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da dolomite nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

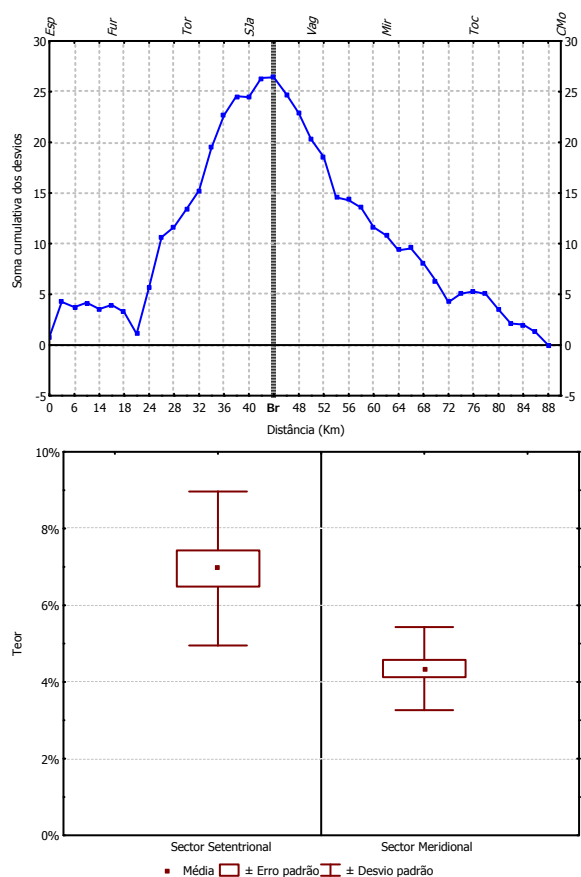


Figura IV.127 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior direito) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior esquerdo) da anidrite nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

que os teores são tendencialmente inferiores. Esse contraste encontra-se bem visível na curva das *Mm*. Verifica-se também uma acentuada inflexão na curva das *Mm* para o campo dos teores muito inferiores teor médio entre Km42 (*S. Jacinto*) e 54. Os teores de *An* nos *SD* sofrem depois um incremento contínuo, ainda que pequeno, até à extremidade sul do sector meridional a partir da Vagueira. Observa-se, assim, a norte um enriquecimento relativo dos sedimentos em *An* ao passo que a sul sucede o contrário, ou seja, um empobrecimento relativo.

Os minerais químicos com presença traço nos *SD*, tal como nos outros sedimentos antes analisados (*Sfp* e *SB*), são igualmente os zeólitos (*Ze*), a pirite (*Py*) e a siderite (*Sy*), ocorrendo registos significativos no sector setentrional de modo localizado, tal como se verificou também naqueles casos.

A partir do Km20 (*Furadouro-Torreira*) os **ZEÓLITOS** registam um tendência de incremento da sua abundância nos *SD*, como se pode concluir da curva da *Sdc* — Figura IV.128. Contudo, como se pode observar na curva das *Mm*, somente entre o Km30 (*Torreira*) e Km46 (*Costa Nova*) é que essa presença traço é notória, existindo trechos onde se detectaram *Ze*, como sucede a norte do paralelo Km20 (*Furadouro-Torreira*).

A presença de **PIRITE** nos *SD* só adquire destaque entre o Km18 (*Furadouro*) e o Km42 (*S. Jacinto*), trecho onde a curva da *Sdc* aponta para que os teores traço sejam mais expressivos, considerando toda a extensão do litoral em estudo. Para norte e sul desse trecho a *Py* não é, praticamente, registada nos *SD*, como é evidente na curva das *Mm*.

A **SIDERITE** exhibe um comportamento semelhante ao da *Py*. O sucessivo incremento da *Sdc* a partir do paralelo Km18 (*Furadouro*) indica a presença mais significativa nos *SD*, o que não se verifica para sul do Km48 (*Costa Nova*), onde (ilustrado pela consecutiva diminuição da *Sdc*), o conteúdo de *Sy* nos *SD* tende a diminuir, dando a curva das *Mm* mesmo indicação da sua ausência em trechos significativos do litoral em estudo.

Recorrendo ao teste *K-S* (Tabela IV.41) para comparar os teores dos minerais identificados nos sectores setentrional e meridional, verifica-se que somente o *Fk*, a *An* e a *Sy* registam resultados significativos. Isto é, somente esses minerais apresentam distribuições amostrais significativamente diferentes nos sectores setentrional e meridional, o que pressupõe que provenham de distribuições populacionais também diferentes, por um lado, e que, por outro, as respectivas medidas de tendência central (*M* e *Mdn*) sejam também significativamente diferentes. Assim, conclui-se que os teores de *Fk* no sector meridional são significativamente mais elevados que no sector setentrional, sendo também aqui que a *An* e *Sy* observam teores significativamente mais elevados que no sector meridional. Ou seja, existe um enriquecimento

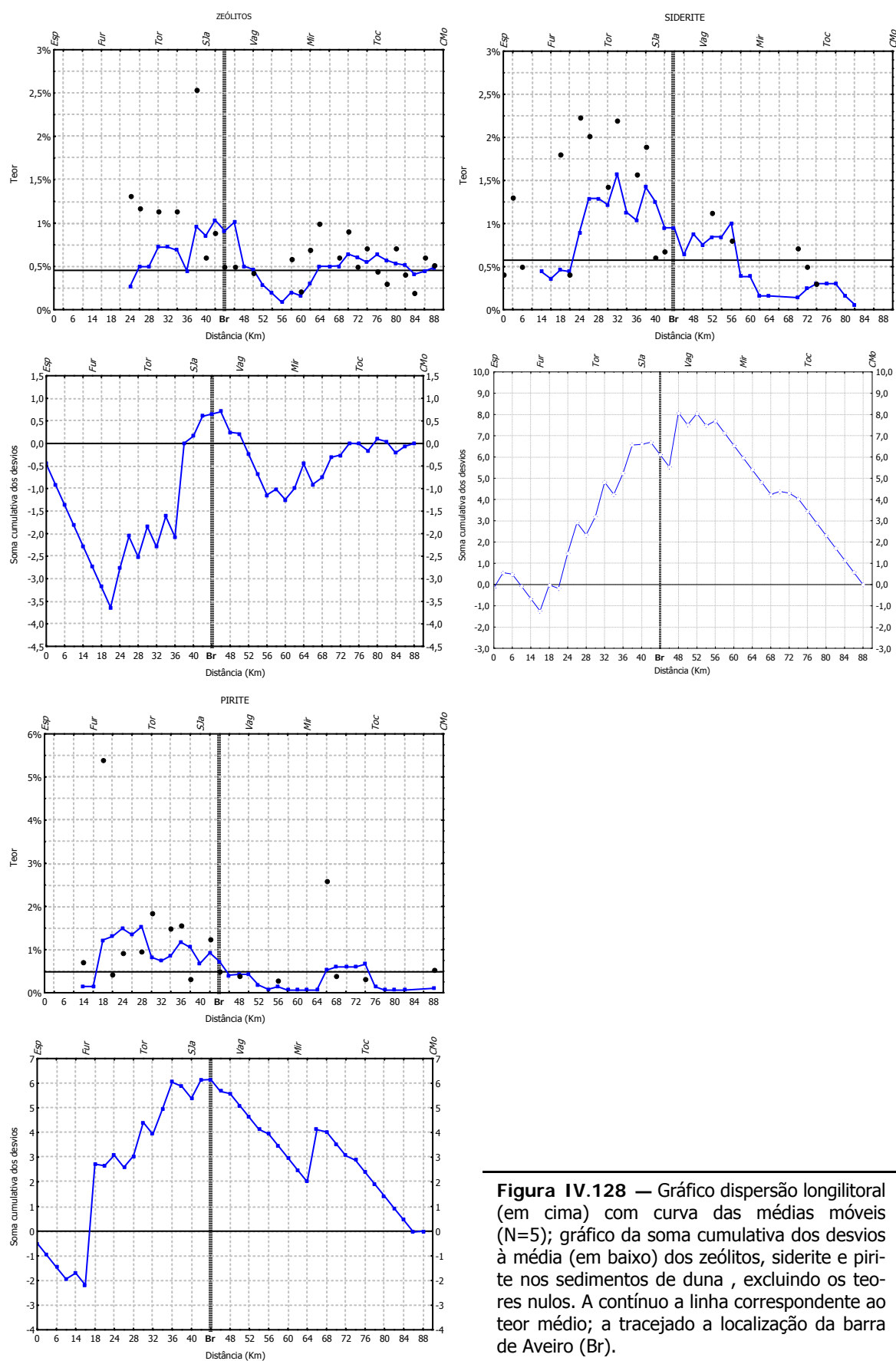


Tabela IV.41 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos rácios mineralógicos relativos nos sedimentos de duna do sector a norte (Duna N) e a sul (Duna S) do paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$ e $p \leq 0,10$, respectivamente.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>Filos</i>	0,000	0,401	<u>$p < .10$</u>	24,70	17,87	10,12	5,41	18	23
<i>Qz</i>	-0,246	0,159	$p > .10$	21,27	21,37	4,40	3,70	18	23
<i>Fk</i>	-0,536	0,000	$p < .01$	15,05	21,90	6,12	6,26	18	23
<i>P</i>	-0,234	0,116	$p > .10$	17,89	19,24	5,19	4,42	18	23
<i>Op</i>	-0,092	0,370	$p > .10$	6,15	5,26	3,37	1,99	18	23
<i>Ze</i>	-0,394	0,278	<u>$p < .10$</u>	0,49	0,43	0,73	0,30	18	23
<i>Ca</i>	-0,425	0,000	<u>$p < .10$</u>	3,22	6,73	2,11	4,23	18	23
<i>D</i>	-0,123	0,092	$p > .10$	2,50	2,35	1,36	0,94	18	23
<i>Sy</i>	-0,043	0,505	$p < .025$	0,95	0,29	0,85	0,69	18	23
<i>Py</i>	0,000	0,401	<u>$p < .10$</u>	0,83	0,22	1,31	0,55	18	23
<i>An</i>	0,000	0,679	$p < .001$	6,96	4,35	2,01	1,08	18	23

relativo (significativo) das áreas setentrionais para as meridionais em *Fk*, enquanto que a *An* e *Sy* registam um empobrecimento relativo (significativo) na mesma direcção.

Apesar de os restantes minerais identificados na fracção fina não observarem diferenças significativas entre os teores encontrados nos sectores considerados, é possível sugerir tendências de variação na abundância de alguns desses minerais. Assim, a abundância em *filossilicatos* nos *SD* tende a diminuir do sector setentrional para o meridional, tal como nos *SFp* e *SB*. Pelo contrário a *P* tende a observar um enriquecimento, ainda que ligeiro, na mesma direcção. Já no que respeita aos minerais químicos acessórios, enquanto a *Ca*, à semelhança do observado nos *SFp* e *SB*, regista um incremento das áreas setentrionais para as meridionais, a *Op* exibe uma tendência contrária, tal como se observou nos *SB*.

A curva da *Sdc* do rácio detríticos finos *versus* detríticos grosseiros (Figura IV.129) respeitante aos *SD* apresenta uma configuração ligeiramente diferente da encontrada nos *SFp* e *SB*, principalmente na extremidade a norte. Desde este local até ao Km18 (*Furadouro*) a *Sdc* é consecutivamente inferior, levando a concluir que neste trecho predominam rácios inferiores ao valor médio regional ($M \sim 0,40$), o que aponta para o enriquecimento relativo dos *SD* em minerais detríticos grosseiros neste trecho. Entre o paralelo mencionado (Km18) e o Km36 (*Torreira – S. Jacinto*) a *Sdc* inverte o sentido da variação passando a crescente, dando, assim, uma indicação contrária, isto é, pressupondo enriquecimento relativo dos *SD* em minerais detríticos finos, como ilustra a curva das *Mm*. Entre este último paralelo e o Km62 (*Mira*) a *Sdc* apresenta-se estável dando, assim, a indicação de que os rácios, neste trecho central, são semelhantes à média

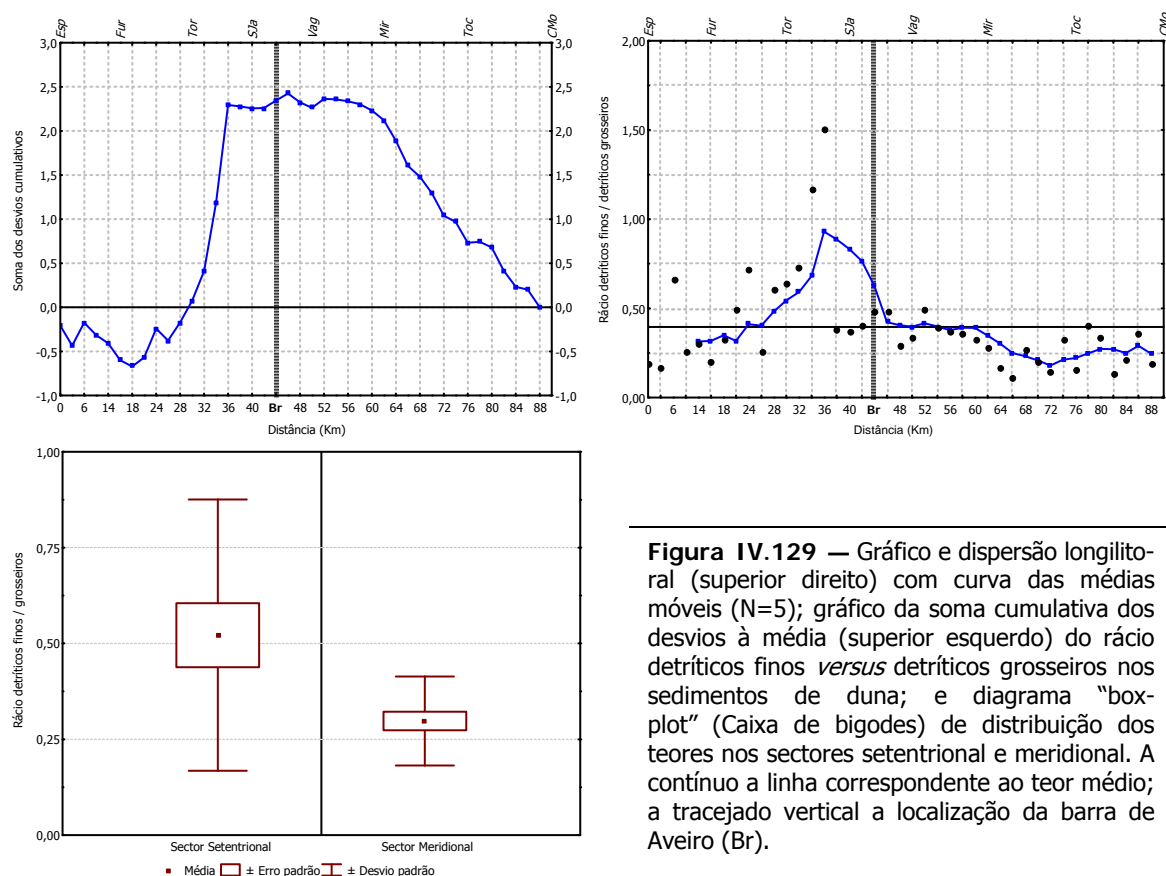


Figura IV.129 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior direito) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior esquerdo) do rácio detríticos finos *versus* detríticos grosseiros nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A continuação a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

regional. A observação da curva das *Mm* permite-nos, todavia, afirmar que entre o Km36 e Km62 os valores daquele rácio são inferiores aos do que com este confina a norte. Deste modo, pode-se concluir que os *SD* caracterizam-se por um enriquecimento relativo para sul em minerais detríticos grosseiros, tendência que se prolonga para sul do Km62, onde predominam de rácios inferiores ao rácio de fundo, de modo significativo, como prova o teste *K-S* (Tabela IV.42). De outro modo, para sul do Km62, prossegue a tendência observada no trecho a norte, isto é, para enriquecimento relativo dos *SD* em minerais detríticos grosseiros, ilustrada na curva das *Mm*.

Considerando o rácio carbonatos *versus* detríticos (Figura IV.130) verifica-se que, à semelhança dos depósitos sedimentares atrás analisados, a persistência da tendência para a *Sdc* exibir uma fase decrescente, que se desenvolve a partir da extremidade norte e se extingue em torno, no caso dos presentes depósitos, do Km20 (*Furadouro – Torreira*), estabilizando essa mesma soma entre este paralelo e o Km42 (*S. Jacinto*). Temos, assim que no primeiro trecho predominam rácios inferiores ao valor médio ($M \sim 0,11$), mas já no segundo os rácios tendem a acompanhar aquela média, o que supõe o enriquecimento relativo dos *SD* em carbonatos logo a sul da barra de Aveiro, como ilustra a curva das *Mm*. Este enriquecimento relativo prossegue para sul do Km42 até ao Km60 (*Mira*), como indicam a crescente *Sdc* e a evolução da curva *Mm*. Já para sul do Km60 e até ao Km78 (*Tocha*) a estabilidade *Sdc* indicia valores semelhante à média,

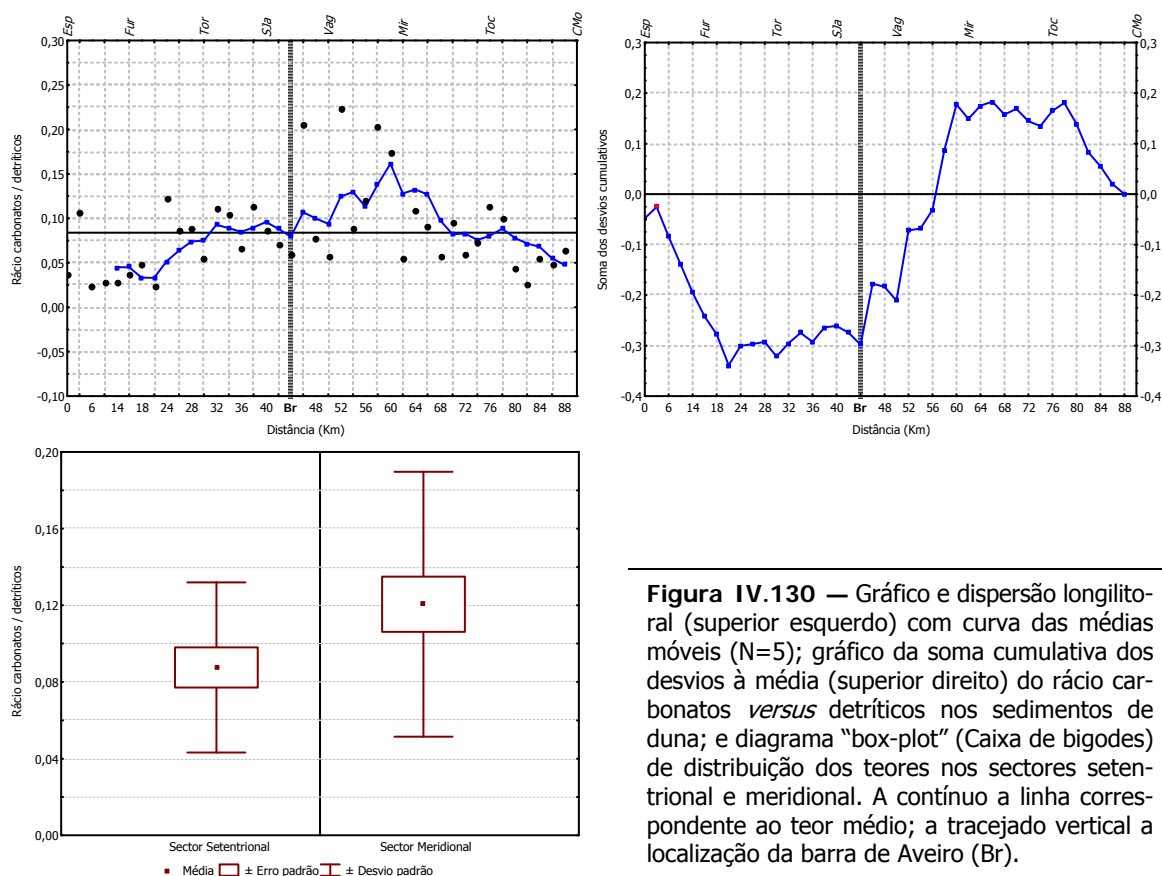


Figura IV.130 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio carbonatos *versus* detriticos nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.42 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos rácios mineralógicos relativos aos sedimentos de duna do sector a norte (Duna N) e a sul (Duna S) do paralelo Km42 (S. Jacinto). A negrito e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>F_n</i> / <i>Gr</i>	0,000	0,444	<u>p < .05</u>	0,52	0,30	0,35	0,12	18	23
<i>Crb</i> / <i>Dtr</i>	-0,290	0,002	p > .10	0,09	0,12	0,04	0,07	18	23

F_n - detriticos finos; *Gr* - detriticos grosseiros; *Crb* - carbonatos; *Dtr* - detriticos

como se pode observar na curva da *Mm*, corresponde a rácios inferiores aos registados no trecho anterior, tendência que prossegue até à extremidade meridional do litoral em estudo (*Cabo Mondego*), com a ocorrência de rácios inferiores ao rácio de “fundo”. Em conclusão, entre o Km20 e o Km60 os *SD* observam um enriquecimento em carbonatos relativamente aos minerais detriticos, enquanto que para norte e para sul deste último paralelo observam um enriquecimento relativo de minerais detriticos relativamente aos carbonatos.

Análise Comparativa

A análise dos gráficos distribuição da *Sdc* e das *Mm* dos teores dos minerais identificados na fracção fina permite concluir que as tendências de variação de grande amplitude são mais

expressivas nos minerais com maior abundância, verificando-se, no entanto, a ocorrência de outras de menor amplitude que perturbam o seu sinal. As tendências de variação de grande amplitude devem traduzir factores de expressão regional ao passo que as de menor amplitude devem traduzir factores de expressão local, como sejam fontes sedimentares distais e proximais, respectivamente.

O *Qz* não apresenta um padrão de distribuição longilitoral similar nos depósitos sedimentares amostrados. Somente no sector meridional, concretamente para sul do Km58 (*Mira*) as tendências de variação longilitoral do *Qz* nos *SFp* e *SB* convergem, no sentido da ocorrência de teores superiores à média regional e também superiores ao sector setentrional. Nesse mesmo sector os *SD* registam teores que tendem a acompanhar o teor médio, e, contrariamente ao observado nos *SFp* e *SB*, é no sector setentrional, concretamente na sua extremidade norte, que se registam os teores *Qz* mais elevados, o que indicia o enriquecimento relativo dos sedimentos neste mineral detrítico.

Contrariamente ao *Qz*, os *filossilicatos* apresentam nos diferentes depósitos estudados tendências longilitorais similares. Assim, nos depósitos amostrados a norte do Km42 (*S. Jacinto-Barra*) — sector setentrional — predominam os teores de *filossilicatos* superiores aos correspondentes teores de fundo, ao passo que para sul — sector meridional — predominam os inferiores. De outro modo, há um enriquecimento relativo em *filossilicatos* nos depósitos sedimentares amostrados a norte, ao passo que a sul há um empobrecimento relativo. Esta tendência é melhor definida nos *SFp*, sugerindo a regularidade do traçado da curva da *Sdc* que resulta de factores de expressão regional, o que não sucede nos outros depósitos amostrados. De facto, nos *SB* e *SD* a curva *Sdc* observa na sua configuração a interferência de perturbações mais localizada atribuíveis à sobreposição de factores de expressão local, que perturbam a tendência geral, sem, contudo, a anular. A perturbação mais significativa verifica-se na extremidade setentrional do troço em depósitos de duna, onde os teores de *filossilicatos* tendem a seguir o teor médio. A observação de alguma similitude entre o perfis da curva das *Mm* dos depósitos sedimentares mencionados corrobora esta análise.

O *Fk* mostra um comportamento longilitoral contrário ao dos *filossilicatos*. São observáveis na curva da *Sdc* duas linhas de tendência longilitoral persistente, bem definidas, com expressão regional, que tende a abranger, mais notoriamente nos *SFp*, o sector setentrional e meridional e que se desenvolvem para norte e sul da área envolvente do Km42 (*S. Jacinto*), que desempenha papel de charneira nessa mesma curva e na das *Mm*. Para norte do paralelo Km42 a linha *Mm* indicia empobrecimento relativo de todos os sedimentos amostrados em *Fk* e predomínio de teores inferiores à média regional, enquanto para sul aponta para enriquecimento e predomínio de teores superiores. De outro modo, verifica-se um enriquecimento relativo dos

sedimentos em *Fk* de norte para sul. Por outro lado, a curva da *Sdc* do *Fk* nos *SB* e *SD* observa, tal como os *filossilicatos*, a ocorrência de perturbações de expressão local, como atrás já foi sugerido, são atribuíveis a factores de expressão também local, que perturbam a tendência de fundo, dependente de factores de expressão regional. Tal como se verifica nos *filossilicatos*, quer nos *SB* quer nos *SD* as perturbações mais significativas ocorrem no sector setentrional.

A curva da *Sdc* da *P* respeitante a todos os sedimentos amostrados exhibe algum paralelismo com a do *Fk*, sugerindo, do mesmo modo, a existência de duas tendências longilitorais com expressão regional, que abrange as áreas a norte e sul da região envolvente do Km42 (*S. Jacinto*). Essa curva (*Sdc*), à semelhança do *Fk*, sugere o predomínio de teores inferiores à média regional na área a norte e de teores superiores na área a sul, como se pode observar na curva *Mm*. Ou seja, os sedimentos do sector setentrional tendem a apresentar conteúdos de *P* inferiores aos do sector meridional, sugerindo o empobrecimento ou enriquecimento em *P*, respectivamente. Em sobreposição ocorrem, no entanto, variações de menor amplitude, com alguma expressão longilitoral, que perturbam ou contrariam a mesma tendência regional, nomeadamente na extremidade norte, em depósitos sedimentares de berma e duna e nos depósitos de face de praia, entre o Km64 (*Mira*) e o Km76 (*Tocha*). Essas perturbações caracterizam-se pelo predomínio, respectivamente de teores superiores e inferiores à média regional.

Entre os minerais químicos acessórios identificados destacam-se a *Ca*, *D* e *An* por, como se pode notar na curvas *Sdc* e *Mm*, apresentarem tendências longilitorais de grande amplitude similares em todos os ambientes litorais amostrados, com a excepção da *D* nos depósitos de duna.

A *Sdc* da *Ca* permite, *grosso modo*, a definição de duas tendências de grande amplitude nos depósitos amostrados que, à semelhança do observado noutros minerais, abrangem no todo ou em parte o sector a norte (sector setentrional) e a sul (sector meridional) do Km42 (*S. Jacinto*). A tendência de grande amplitude que abrange o sector setentrional é caracterizada, e de modo mais evidente nos *Sfp*, pelo predomínio de teores inferiores de teor de fundo, ao passo que a do sector meridional é caracterizada por teores superiores, que resulta do facto de a *Ca* registar um significativo enriquecimento relativo para sul do Km42 (*S. Jacinto*). Contudo, com excepção dos depósitos de face de praia, a sul da região envolvente do Km76 (*Tocha*) os teores tendem a retomar um padrão de variação idêntico ao observado no sector setentrional, isto é, teores inferiores ao valor médio regional.

Conforme se pode observar nos gráficos *Sdc*, a tendência longilitoral da *D* é, com a excepção dos depósitos de duna, similar nos restantes domínios amostrados, com perturbações

de pequena escala desencadeadas por factores de ordem local, como é perceptível nos gráficos das *Mm*. Estas curvas sugerem para o predomínio de teores superiores à média regional a norte do Km16 (*Furadouro*), bem como no sector a sul do Km42 (*S. Jacinto*), no todo (face de praia) ou em parte (berma). Nos referidos trechos há um relativo enriquecimento dos sedimentos em *D* relativamente ao restante litoral em estudo. Pode igualmente concluir-se que a perturbação longilitoral da variação longilitoral da *D* nos depósitos de face de praia e berma não se repercute nos de duna, o que reflectirá a actividade de factores relacionados com a evolução dessas formações, que introduzem alterações nas perturbações herdadas da praia vizinha.

As variações longilitorais da *Op* registadas nos depósitos de face de praia e berma exibem algum paralelismo, que é, todavia, circunscrito ao sector que se estende para norte do Km42 (*S. Jacinto*). Concretamente, no trecho a norte do Km22 (*Furadouro-Torreira*) predominam os teores de *Op* superiores à média regional, sendo, assim, uma área onde se verifica um enriquecimento relativo. Para sul desse paralelo os teores são tendencialmente inferiores e tendem a acompanhar o valor médio regional, reflectindo um empobrecimento relativo dos sedimentos em *Op* em direcção às áreas meridionais, contrariada, contudo, nas áreas próximas do limite sul do sector sul.

A comportamento longilitoral dos teores de *Op* nos depósitos de duna é distinto dos atrás descritos. Esse comportamento evolui longilitoralmente em fase oposta ao observado nos depósitos de face de praia. Ou seja, ao predomínio de teores superiores à média regional nos *SD* corresponde o predomínio de teores inferiores nos *SFp*, e *vice-versa*. Ou, de outro modo, nos trechos que registam um enriquecimento relativo dos sedimentos em *Op* nos *SD* os *SFp* registam um empobrecimento relativo, traduzindo, à semelhança da *D*, uma modificação da tendência longilitoral herdada dos depósitos de praia adjacente, reflectindo a actividade de factores de ordem local ao nível dos depósitos de duna.

Em contraste com os minerais químicos anteriores, a *An* exhibe uma tendência longilitoral de teores consistente e comum a todos os depósitos amostrados, que se conjugam em torno do Km42 (*S. Jacinto*). Esta charneira separa os sectores setentrional e meridional com distinto conteúdo relativo de *An* nos sedimentos. No sector setentrional predominam os teores de *An* superiores aos respectivos valores médios regionais, ao passo que no sector meridional predominam os teores inferiores. Ou seja, verifica-se empobrecimento relativo dos sedimentos amostrados em *An* do sector setentrional para o meridional. É contudo de destacar uma perturbação desta tendência no extremo norte do sector setentrional dos depósitos de duna, em resultado da ocorrência de teores relativos inferiores aos verificados mais para sul no mesmo sector, traduzindo um empobrecimento relativo dos sedimentos em *An* nessa área. Assim, pode afirmar-se que a tendência de distribuição longilitoral da *An* nos sedimentos é determinada por

factores de ordem regional.

O registo longilitoral dos minerais químicos com presença traço não possibilita a definição de um padrão de distribuição claro. É possível, contudo, concluir que o sinal destes minerais, com a excepção dos *Ze*, é mais expressivo nos sedimentos do sector setentrional que nos do sector meridional. Face ao carácter localizado do seu registo, é de supor que a presença destes minerais corresponde à manifestação fornecimentos localizados.

Relacionando os rácios detríticos finos *versus* detríticos grosseiros respeitantes aos diferentes depósitos amostrados, verifica-se a existência de duas tendências opostas claramente definidas na curva *Sdc* dos depósitos de face de praia, cujos limites coincidem com os dos sector es setentrional e meridional. Estas duas tendências encontram-se apenas parcialmente repercutidas nos depósitos de berma e de duna, sendo esta parcialidade devida ao comportamento constante da *Sdc* na região central do litoral em estudo. Apesar destas peculiaridades, pode concluir-se que há uma tendência longilitoral para os sedimentos amostrados das áreas mais meridionais exibirem um enriquecimento relativo em minerais detríticos grosseiros relativamente aos das áreas setentrionais, sendo a transição feita abruptamente em torno da região envolvente do Km42 (*S. Jacinto – Barra*).

O traçado das curvas que ilustram a evolução espacial do rácio que relaciona os carbonatos com os minerais detríticos identificados nos depósitos amostrados apresenta, tal como as relativas ao rácio analisado no parágrafo anterior, alguma similaridade na configuração longilitoral. A curva *Sdc* desde a extremidade norte (*Espinho*) apresenta um comportamento decrescente que se estende no todo (face de praia) ou em parte (berma e duna) por todo o sector setentrional, indicando rácios inferiores ao valor médio. Para sul do Km42 (*S. Jacinto*) a *Sdc* passa a exibir um comportamento crescente, com curva das *Mm* a arquear em direcção aos rácios mais elevados, sendo nos depósitos de face de praia essa perturbação pronunciada. Esta evolução longilitoral das curvas *Sdc* e *Mm* sugerem que existe um enriquecimento relativo dos sedimentos amostrados em carbonatos na região central do litoral *Espinho - Cabo Mondego*, comparativamente aos amostrados no trecho a montante e jusante.

IV. 4.2 – Mineralogia da fracção argilosa ($< 2 \mu$)

Sedimentos de Face de Praia (*SFp*)

Nos *SFp* foi identificado um cortejo minerais argilosos onde se destacam, por ocorrerem com teores $>10\%$, a illite, os interestratificados irregulares 10-14 Å e a caulinite, sendo, por isso, classificados como minerais argilosos principais. Com representatividade inferior surgem a clorite e os interestratificados caulinite/esmectite, considerados aqui como acessórios, devido a ocorrerem com teores $<10\%$ e $>2\%$, e ainda os interestratificados illite/clorite e a esmectite com presença traço (abundância $<2\%$).

A distribuição longilitoral dos teores da *ILLITE* (*I*) ilustrada pela curva *Sdc*, mostra que os teores até ao Km34 (*S. Jacinto*) são inferiores ao valor médio — Figura IV.131. Esta característica sofre inversão para sul deste paralelo e até Km54 (*Mira*) e mais para sul observa-se novamente decréscimo dos teores de *I*. Apesar destas variações os *Sfp* observam para sul do Km34 um enriquecimento relativo em *I*. Na extremidade meridional, a partir do Km80 (*Tocha*), a *Sdc* dos teores indica uma tendência crescente até ao limite sul do troço. Na curva das *Mm* destaca-se o sector compreendido entre os paralelos Km42 (*S. Jacinto*) e Km54 (*Areão*) por apresentar os mais elevados teores médios registados, sendo igualmente notada a redução da presença da *I* nos depósitos sedimentares de face de praia na região a norte do referido trecho.

A abrupta inversão da tendência de variação dos teores nas imediações Km42 confirma a existência dos dois sectores até aqui designados como setentrional e meridional. Contudo, quando se determinam os correspondentes valores médios de abundância em cada sector, verifica-se que são similares (*M* $\sim 58\%$), sugerindo a medida mais robusta de variabilidade (*Mad*) maior variabilidade dos teores no sector meridional (*Mad* $\sim 13\%$) que no sector setentrional (*Mad* $\sim 3\%$).

A evolução longilitoral do Índice de *Esquevim* (*IE*), indica *Sdc* crescente em relação ao *IE* médio (*M* $\sim 0,43$) até ao paralelo Km42 (*S. Jacinto*) denunciando o predomínio de *I* moscovíticas nos *SFp* no sector setentrional — Figura IV.132. A curva das *Mm* confirma essa tendência ao estender-se pelo campo das *I* correspondente a essa composição. O decréscimo sucessivo da *Sdc* para sul do referido paralelo (sector meridional) mostra uma alteração composicional das *I* no sentido de uma composição intermédia (fengítica) a biotítica. De outro modo, verifica-se que as *I* aluminosas, que predominam no sector setentrional, dão lugar a *I* ferromagnesianas no sector meridional.

A valor quase constante da *Sdc* respeitante ao índice de *Kubler* (*IK*) até ao paralelo Km42 (*S. Jacinto*) traduz cristalinidade das *I* próxima do índice de *Kubler* médio (*M* $\sim 0,38$) — Figura

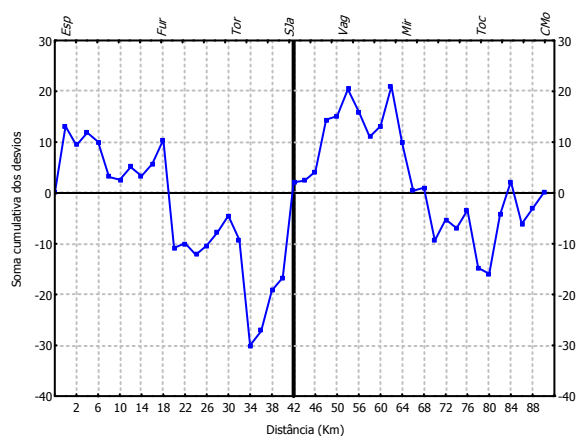
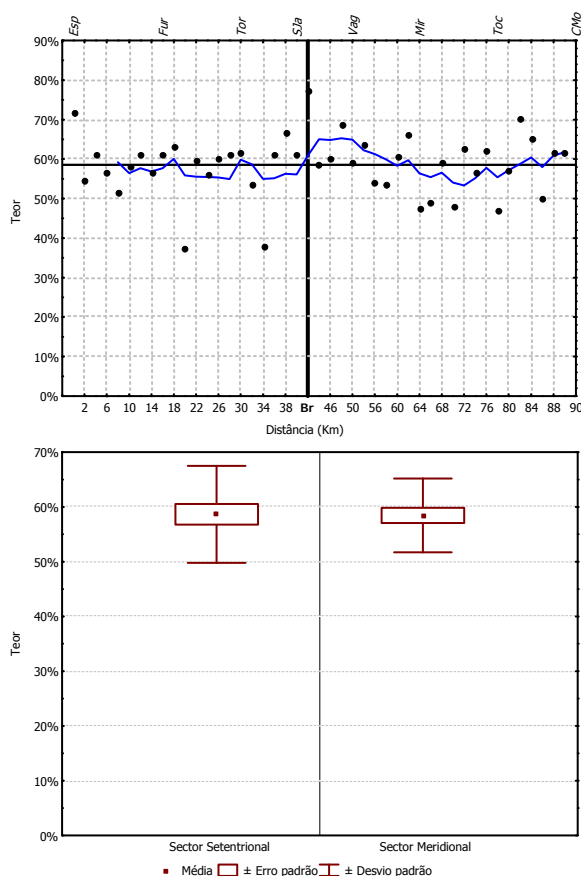


Figura IV.131 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da ilite dos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

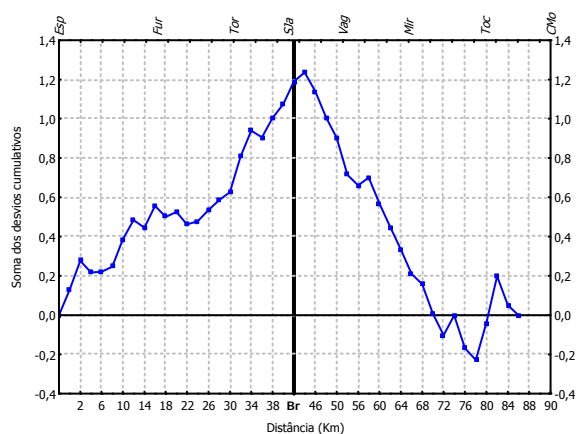
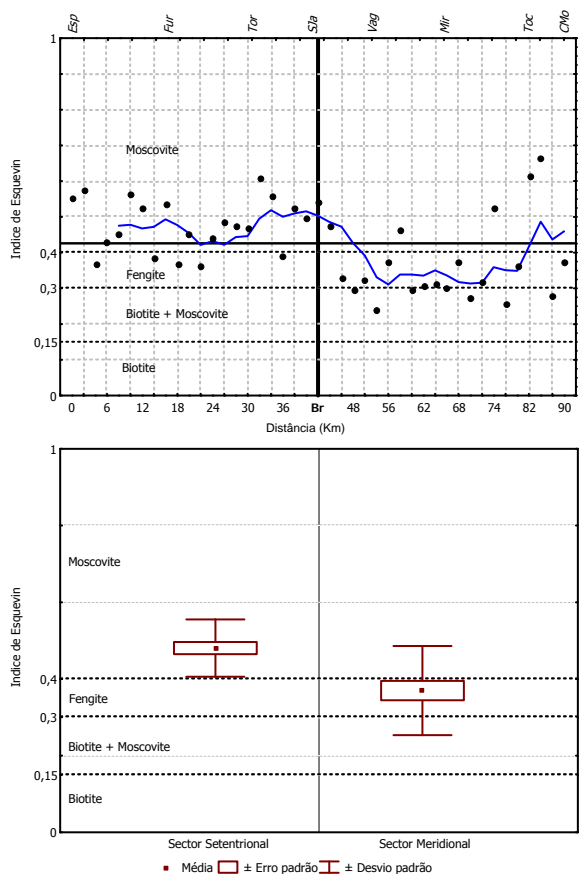


Figura IV.132 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Esquevin das ilites dos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

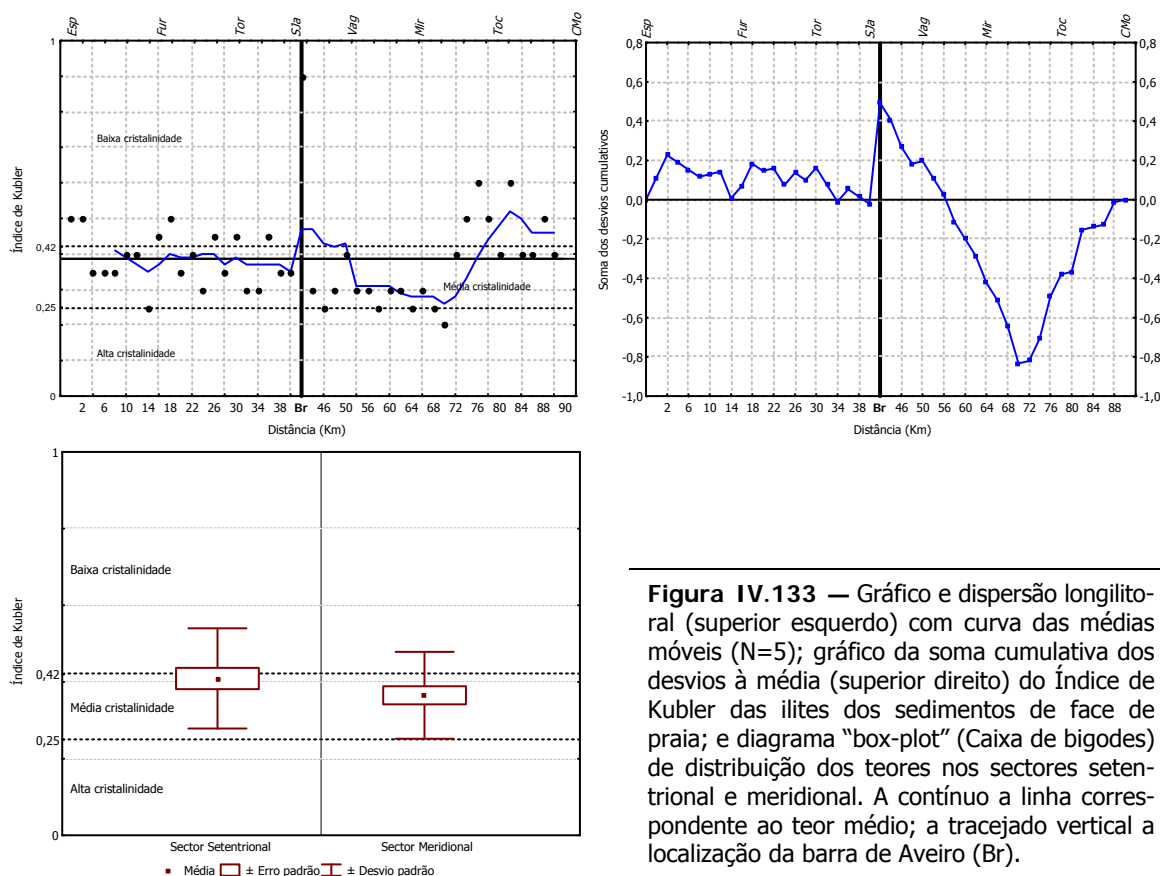


Figura IV.133 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Kubler das ilites dos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

IV.133. As *I* correspondentes ao sector meridional apresentam pois uma cristalinidade média razoavelmente constante, como facilmente se observa no gráfico das *Mm*. Nas imediações do paralelo Km42 e para sul até à região da *Tocha* a cristalinidade das *I* tende a aumentar, verificando-se, novamente, para além do Km72 (*Tocha*) a ocorrência de *I* com menor cristalinidade.

Com uma representatividade significativamente mais baixa surgem os **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES** 10-14Å (I_{10-14}) — Figura IV.134. O gráfico *Sdc* indica duas tendências contrastantes. Uma, que se define para norte da região compreendida entre os paralelos Km42 (*S. Jacinto*) e Km48 (*Costa Nova*), onde os teores de interestratificados são inferiores ao valor médio regional ($M \sim 12\%$) e outra para sul desse trecho, onde, pelo contrário, os teores são predominantemente superiores. Observa-se, assim, o enriquecimento relativo dos sedimentos do sector meridional em I_{10-14} relativamente ao sector setentrional.

O comportamento longilitoral da **CAULINITE** (*K*) é diverso dos minerais argilosos anteriores — Figura IV.135. A curva *Sdc* aponta para o predomínio de teores de *K* nos *Sfp* superiores à média regional na parte mais a norte do litoral *Espinho* — *Cabo Mondego*, que persiste até ao paralelo Km16 (*Furadouro*). Para sul a sucessiva diminuição da *Sdc* indicia um troço com abundância inferior ao valor médio. Esta tendência inverte-se em torno do paralelo

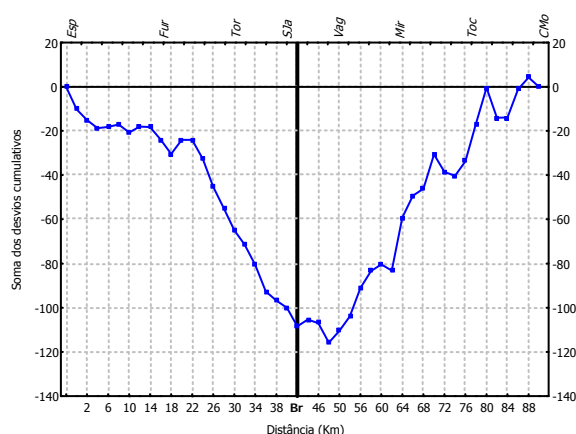
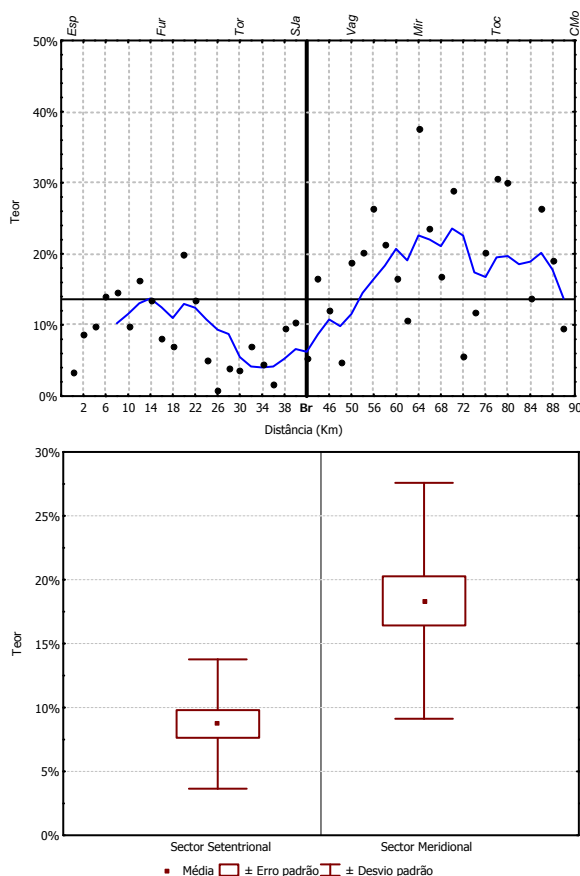


Figura IV.134 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) dos interestratificados irregulares 10-14Å dos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

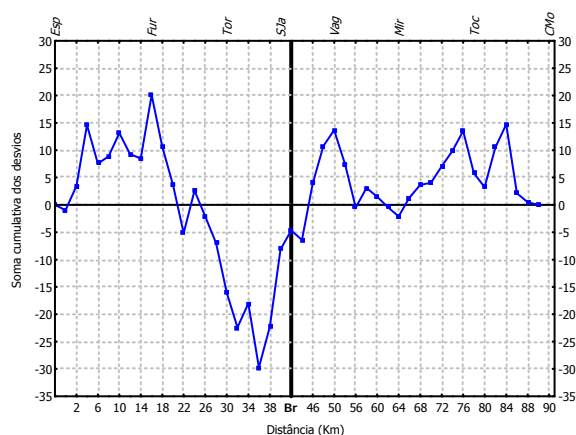
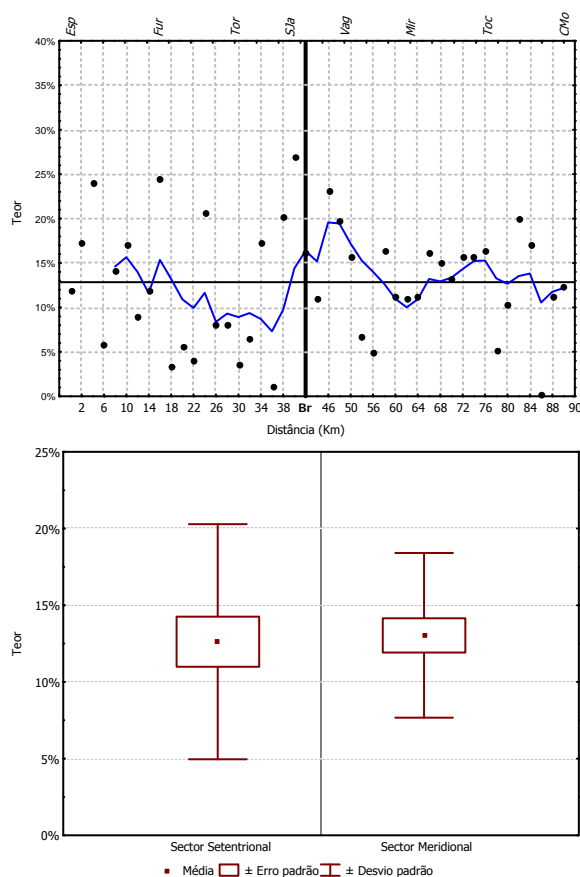
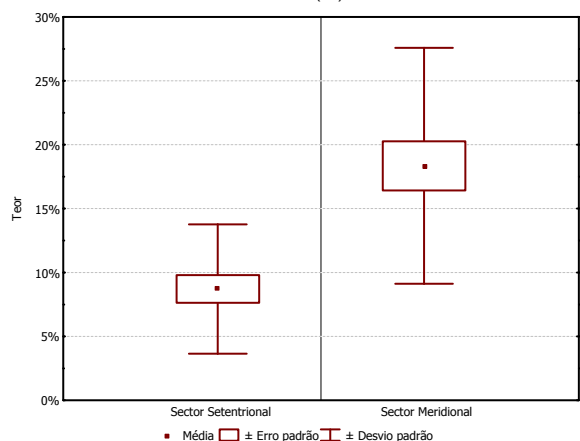
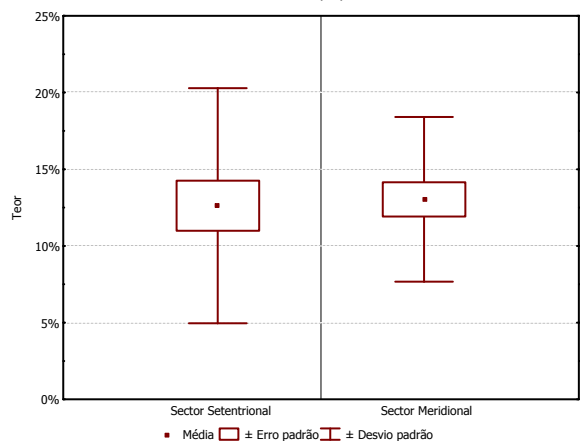


Figura IV.135 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da caulinite dos sedimentos de face de praia; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).



Km38 (*S. Jacinto*), passando agora os teores a exibir tendência a exceder a média, indicando, assim, o enriquecimento relativo dos sedimentos em *K*. No troço que se estendem para sul do Km38, já no sector meridional, a tendência geral dos teores de *K* é, salvo pequenas perturbações de expressão local, de acompanhamento do valor médio regional, se bem que os teores apresentem uma disposição para serem ligeiramente superiores, como sucede entre o Km62 (*Mira*) e Km76 (*Tocha*).

A curva *Mm* permite clarificar as tendências descritas, com destaque para o declive exibido para sul desde a extremidade norte do sector setentrional, dando a indicação, por um lado, da ocorrência de conteúdos mais significativos de caulinite nos *Sfp* dessa região e, por outro, da diminuição de abundância na mesma direcção. A mesma curva denuncia o abrupto incremento de *K* a sul do Km36 e a disposição de acompanhamento da tendência de fundo para sul do Km62 (*Mira*). Contrariamente aos minerais anteriores, os teores de *K* apresentam maior variabilidade no sector setentrional (*Mad* ~6%; *Dpd* ~8%) que no meridional (*Mad* ~4%; *Dpd* ~5%), não se verificando, tal como na *I*, diferenças apreciáveis entre os respectivos teores médios (*M* ~13%) nos sectores norte e sul.

A curva *Sdc* indica que a *K* exibe geralmente cristalinidade média a baixa (Figura IV.136),

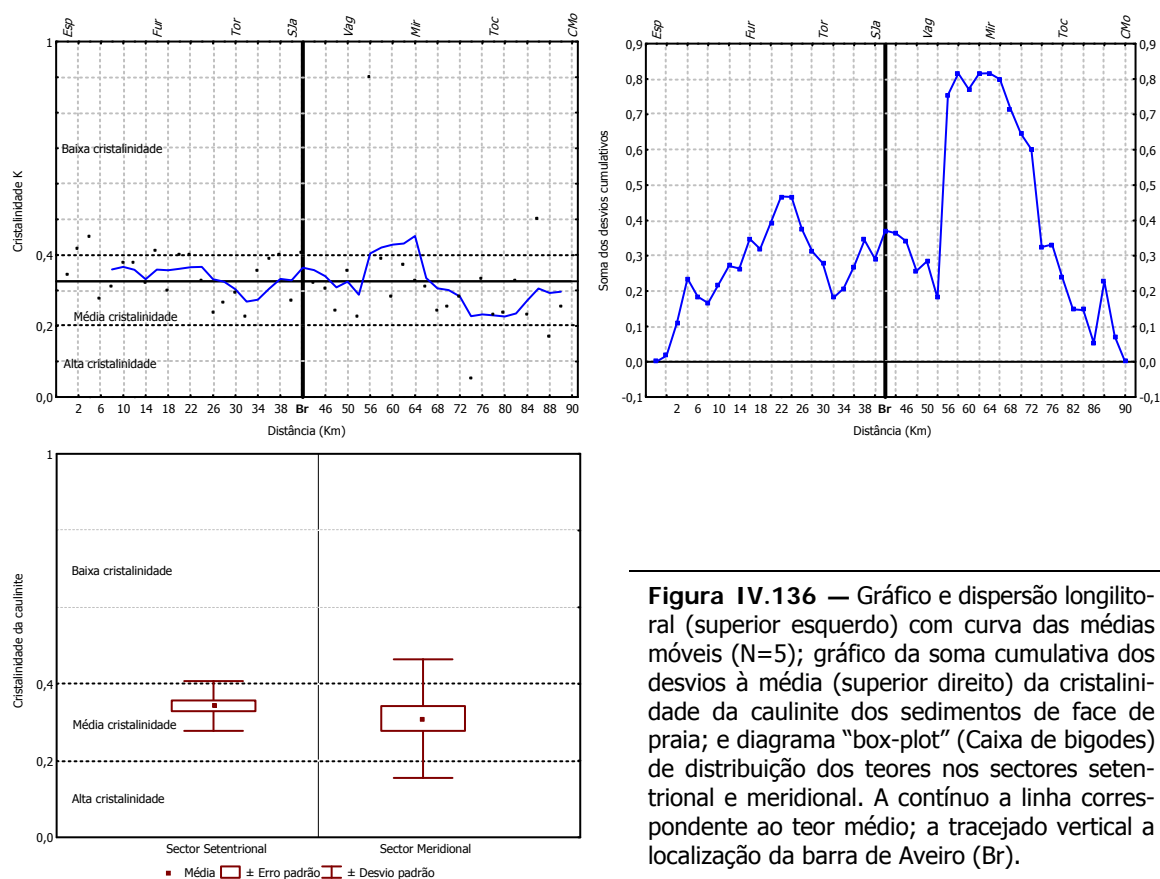


Figura IV.136 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da cristalinidade da caulinite dos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

em quase todo o litoral estudado, evoluindo dos índices de cristalinidade médios a baixos para norte do Km25 (*Torreira*) para os índices médios a altos para sul do Km72 (*Tocha*). A relativa constância da cristalinidade da *K* ao longo do litoral *Espinho & Cabo Mondego*, vê-se também reflectida nos valores médios daquele índice respeitantes aos sectores setentrional e meridional, respectivamente, 0,34 e 0,31.

Tal como os I_{10-14} , a *CLORITE* (*C*) apresenta comportamento longilitoral caracterizado por duas tendências distintas que se conjugam em torno do paralelo Km36 (*S. Jacinto*) — Figura IV.137. Assim, o crescimento consecutivo das *Sdc* desde a extremidade norte do litoral em estudo até esse paralelo dão indicação de que os teores de *C* nos *Sfp* são superiores ao teor médio regional ($M \sim 8\%$). A passagem da *Sdc* para valores inferiores àquela média em torno do paralelo Km42 (*S. Jacinto*) e desde aqui até à extremidade sul (*Cabo Mondego*) dão, por outro lado, a indicação de que os teores são, neste sector, consecutivamente inferiores à média regional.

A curva das *Mm* é ilustrativa das tendências inferidas da análise da curva *Sdc*, embora ali a variabilidade grande espacial encontrada entre amostras contíguas no espaço. Assim, observa-se o incremento para sul dos teores de *C* e a abrupta e significativa (como se verá mais à frente) diminuição dos mesmos em torno do Km36, com a formação de um patamar que revela que os

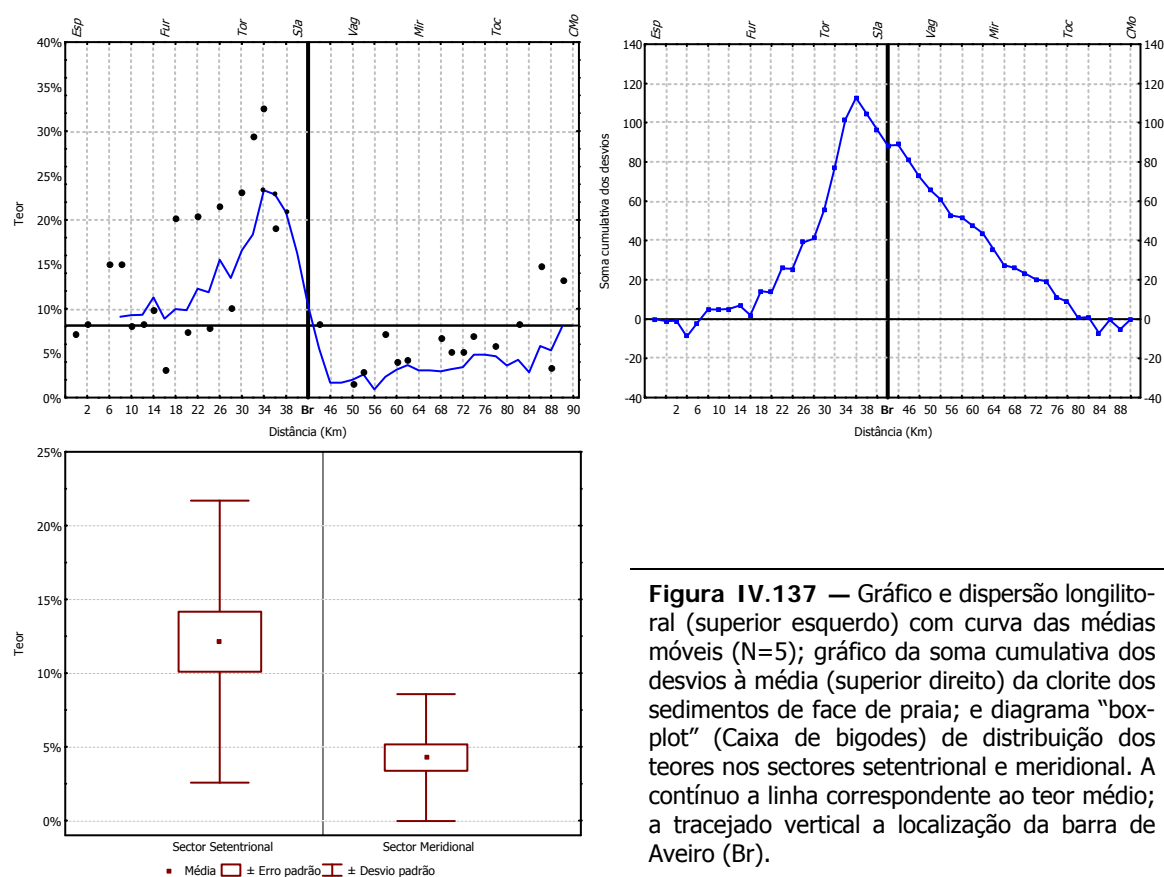


Figura IV.137 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da clorite dos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

de teores se mantêm constantes na região a sul deste paralelo. Esta redução longilitoral dos teores é acompanhada pela redução de variabilidade.

A curva *Sdc* dos *INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES CAULINITE/ESMECTITE (K/S)* (Figura IV.138) estabelece dois domínios que se desenvolvem entre a extremidade norte do litoral em estudo (*Espinho*) e o Km50 (*Vagueira*) e para sul deste ponto até ao limite sul do troço em estudo e que, em ambos casos, se caracterizam por a *Sdc* ser crescente para sul, indiciando, por isso, a ocorrência nos *Sfp* dos correspondentes sectores de teores de interestratificados superiores à média regional ($M \sim 4\%$). Essas tendências são interrompidas, respectivamente, ao Km24 (*Furadouro-Torreira*) e Km68 (*Mira-Tocha*) com a inversão do sentido da *Sdc* que passa a decrescente, levando a inferir que os teores, nessas áreas, são inferiores à média regional. A curva das *Mm* não só visualiza a interpretação anterior como nos dá a indicação de que os teores *Mm* mais elevados surgem na extremidade norte do litoral em estudo e os mais baixos no trecho entre o Km44 (*Vagueira*) e Km56 (*Mira*).

Nos *Sfp* para além dos minerais argilosos atrás referidos foram identificados com registo traço ($< \sim 2\%$) os *INTERESTRATIFICADOS ILLITE/CLORITE (I/C)* e a esmectite — Figura IV.138. A tendência crescente da curva *Sdc* entre o Km18 (*Furadouro*) e o Km38 (*S. Jacinto*) marca o registo de teores *I/C* superiores ao à média regional ($M \sim 2\%$) neste sector. A curva das *Mm* mostra que o comportamento longilitoral da *I/C* aponta para ocorrência localizada, por ocorrer unicamente na região central do litoral em estudo e estar ausente em muitos pontos de amostragem.

A *ESMECTITE (S)* apresenta alguma estabilidade na tendência de variação longilitoral, que é, contudo, mais notória no sector setentrional que no meridional — Figura IV.138. De facto, o gráfico da curva *Mm* aponta, *grosso modo*, para a proximidade dos teores do valor médio regional ($M \sim 1\%$) em toda a extensão do litoral em estudo, todavia com tendência para maior variabilidade em torno desse valor no sector a sul do Km42 (*S. Jacinto*), sector onde este mineral argiloso é mais abundante que no a norte do mesmo paralelo. A *Sdc* corrobora esta análise ao apresentar uma tendência decrescente numa grande extensão do sector a norte do Km42 que passa a crescente imediatamente a do mesmo paralelo, tendência perturbada ao Km 72 e 80.

A comparação dos teores registados pelos diferentes minerais argilosos nos sectores setentrional e meridional aponta para que somente os I_{10-14} e a *C* apresentem valores médios significativamente diferentes, respectivamente $\sim 9\%$ e $\sim 18\%$ para os I_{10-14} e $\sim 12\%$ e $\sim 4\%$ para a *C*, como se conclui da análise dos resultados do teste *K-S* (Tabela IV.43), verificando-se uma relação de proporcionalidade directa entre o teor médio e variabilidade dos teores. Ou seja, a *C* é mais abundante no sector setentrional que no meridional, enquanto os I_{10-14} são mais

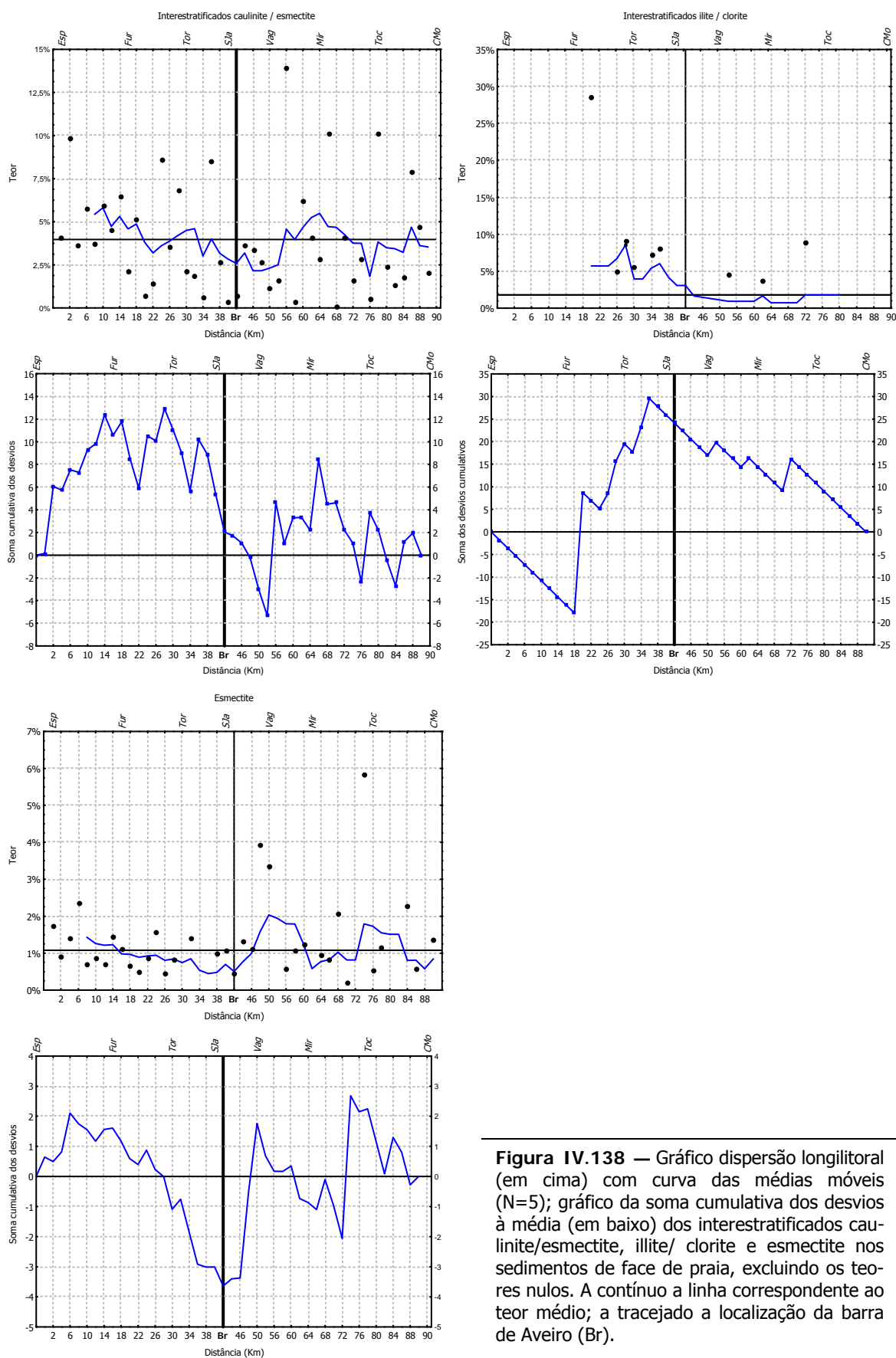


Figura IV.138 — Gráfico dispersão longilitoral (em cima) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (em baixo) dos interestratificados caulinite/esmectite, illite/clorite e esmectite nos sedimentos de face de praia, excluindo os teores nulos. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.43 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos minerais argilosos identificados nos sedimentos nos sedimentos de face de praia do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I</i>	-0,164	0,126	$p > .10$	58,65	58,46	8,85	6,74	22	23
<i>I</i> ₁₀₋₁₄	-0,607	0,043	$p < .001$	8,71	18,35	5,07	9,23	22	23
<i>K</i>	-0,281	0,233	$p > .10$	12,62	13,04	7,66	5,37	22	23
<i>C</i>	0,000	0,599	$p < .001$	12,13	4,27	9,56	4,31	22	23
<i>K/S</i>	-0,130	0,200	$p > .10$	4,07	3,89	2,80	3,55	22	23
<i>I/C</i>	0,000	0,229	$p > .10$	2,89	0,75	6,50	2,15	22	23
<i>S</i>	-0,172	0,168	$p > .10$	0,92	1,24	0,59	1,45	22	23

abundantes neste último sector que no primeiro (setentrional). Apesar de os demais minerais argilosos não exibirem diferenças significativas no que respeita a abundâncias quando se consideram os índices cristalográficos da *I* a norte e a sul da barra de Aveiro, constata-se a existência de diferenças significativas concretamente no *I.E.*, que se apresenta mais elevado no sector setentrional ($M \sim 0,48$) que no sector meridional ($M \sim 0,37$), indiciando que as *I* do primeiro sector são composicionalmente distintas das do segundo sector, como decorre da interpretação do teste K-S — Tabela IV.44. De facto, quando se projectam os índices cristalográficos que integram o diagrama de *Esquevin* (Figura IV.139) constata-se a existência de campos preferenciais de distribuição dos parâmetros cristaloquímicos relativos aos sector setentrional e meridional, cuja separação assenta nas características composicionais das *I*.

A curva da *Sdc* do rácio $K/(I+C)$ na área a norte do Km10 (*Furadouro*) sugere o predomínio de valores superiores à média regional — Figura IV.140. Para sul desse paralelo e até S. Jacinto a referida curva evolui no sentido decrescente, devido aos valores inferiores à mesma média, reflectindo o peso crescente *I* e *C* relativamente da *K* nessa direcção. Para sul desse local (*S. Jacinto*), e após inflexão da referida curva, a *Sdc* estabiliza até ao Km76 (*Tocha*), o que pressupõe o aumento do peso relativo da *K* relativamente aos restantes minerais argilosos que

Tabela IV.44 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos índices cristalográficos da ilite e caulinite identificada nos sedimentos de face de praia do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A negrito os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I.E.</i>	-0,095	0,626	$p < .001$	0,48	0,37	0,07	0,12	22	23
<i>I.K.</i>	-0,042	0,340	$p > .10$	0,41	0,37	0,13	0,11	22	23
<i>C.K.</i>	-0,087	0,344	$p > .10$	0,34	0,31	0,06	0,15	22	23

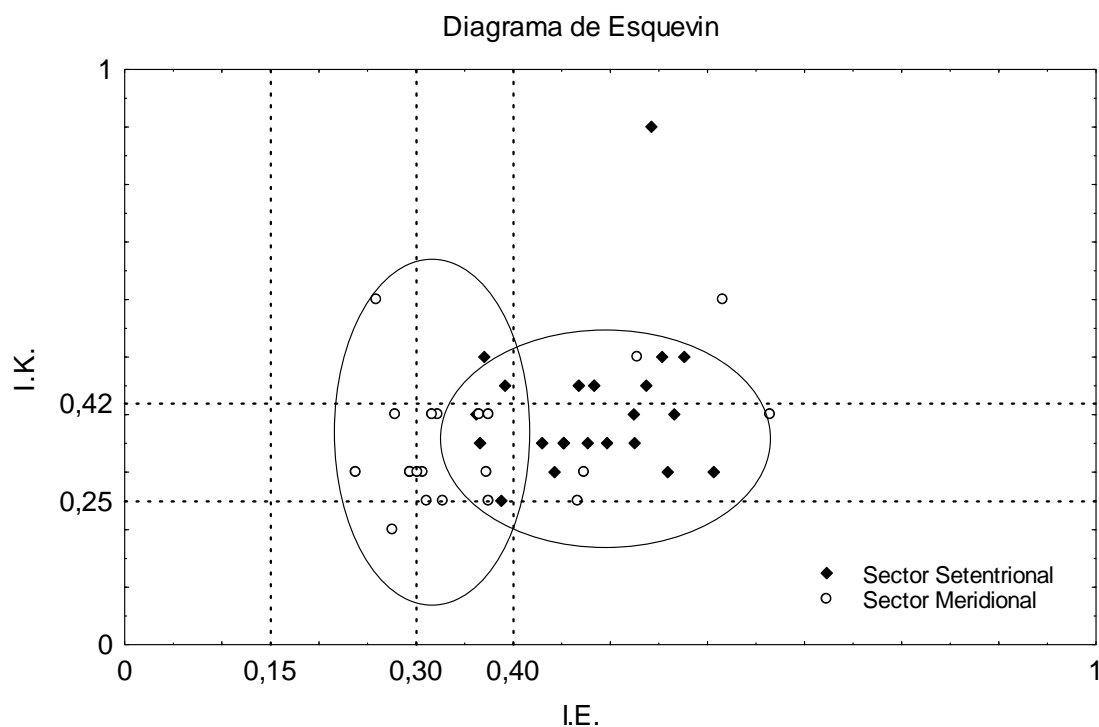


Figura IV.139 — Diagrama de Esquevin com projecção do Índice de Esquevin (*I.E.*) e de Kubler (*I.K.*) das ilites identificadas nos sedimentos de face de praia sendo visível a diferenciação dos campos preferenciais de distribuição dos índices ao sector setentrional e meridional.

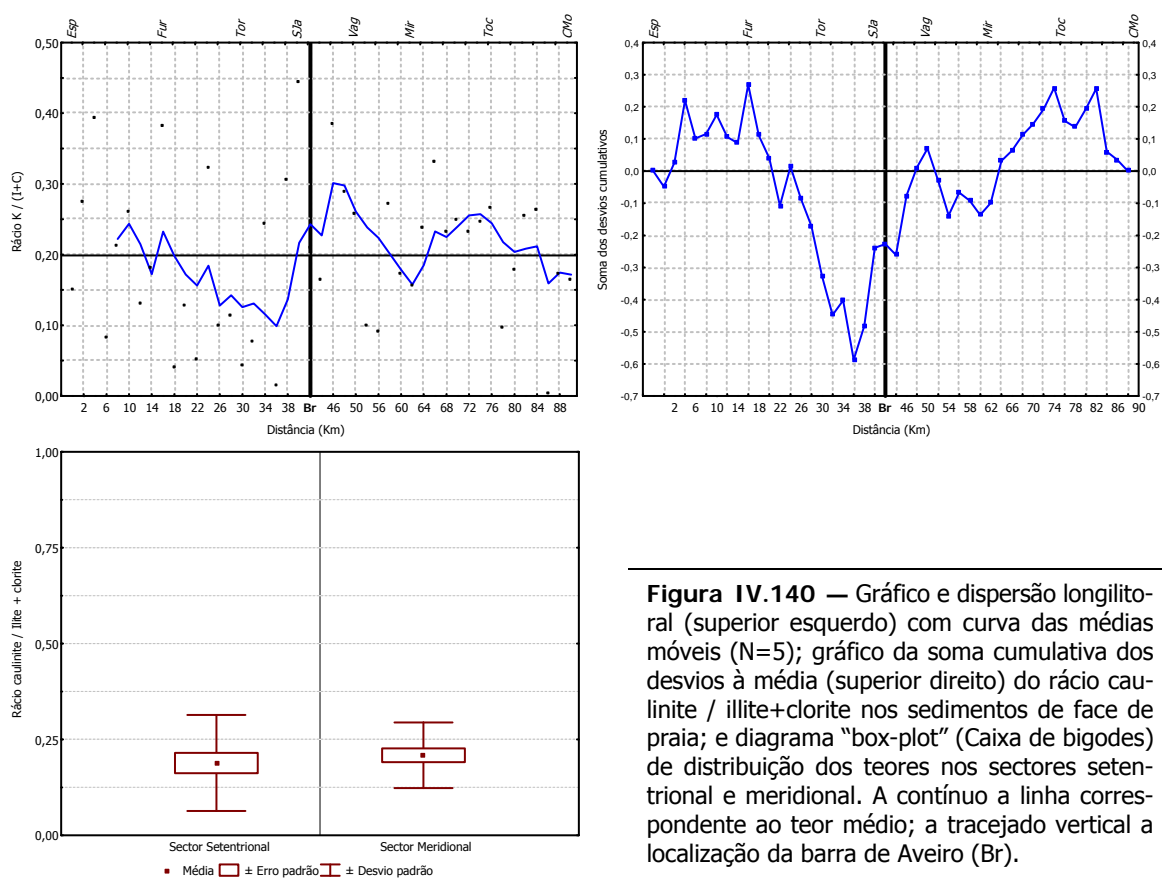


Figura IV.140 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de face de praia; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

integram o rácio. De facto, a curva das *Mm* indicia, *grosso modo*, essa estabilidade. Todavia, desenvolve-se predominantemente acima da linha definida pelo valor médio, o que resulta do predomínio de teores superiores a esse mesmo valor. Concluímos deste modo, que o comportamento longilitoral do rácio $K/(I+C)$ sugere a tendência geral para a progressivo aumento do peso relativo da *K* de norte para sul em cada um dos troços considerados. No trecho entre o Km36 e 48, região de *S.Jacinto*, ocorre enriquecimento relativo dos *Sfp* em *K* relativamente aos outros argilosos (*I* e *C*), sem que, no entanto, conduza a diferenças significativas entre o sector setentrional e meridional, como se conclui dos resultados da aplicação do teste *K-S* (Tabela IV.45).

Tabela IV.45 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de face de praia do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>K/I+C</i>	-0,326	0,142	$p > .10$	0,19	0,21	0,13	0,09	22	23

Sedimentos de Berma (SB)

A observação da soma crescente de desvios cumulativos (*Sdc*) em relação ao teor médio de ILLITE (*I*) nos *SB* ($M \sim 60\%$) desde o extremo norte (*Espinho*) até ao Km26 (*Furadouro-Torreira*) reflectem a ocorrência neste trecho litorâneo de teores de *I* predominantemente superiores a essa referência — Figura IV.141. A (quase) estabilização da *Sdc* desde ali (Km26) até ao paralelo Km62 (*Mira*) sugere que o teor em illite acompanha ali o valor médio regional, como se pode observar na curva *Mm*. Para sul, a decrescente soma cumulativa dos desvios corresponde à inflexão da curva das *Mm* em torno do Km62 para teores inferiores à média regional, em cujo campo se mantêm até à extremidade meridional do litoral em estudo (*Cabo Mondego*).

O comportamento longilitoral do índice *Esquevim* (*I.E.*) é paralelo ao dos teores da *I* — Figura IV.142. A curva da *Sdc* identifica duas tendências contrárias que se desenvolvem desde o extremo setentrional (*Espinho*) até ao Km24 (*Furadouro-Torreira*) e desde o Km58 (*Mira*) até extremo meridional (*Cabo Mondego*). No primeiro trecho os *I.E.* das *I* tendem a exceder o valor médio ($M \sim 0,44$), como se observa também no gráfico das *Mm*. De outro modo, as *I* deste trecho são de composição claramente moscovítica ($I.E. > 0,42$). A estabilização da *Sdc* para sul deste trecho, indica que os índices acompanham agora o valor médio, dando, por outro lado, a indicação do registo de *I* de carácter intermédio, isto é, fengítica. A continuada diminuição da *Sdc* no trecho imediatamente a sul aponta para a presença de *I* com carácter mais acentuadamente ferro-magnésiano — $I.E. < 0,30$. Existe, deste modo, um claro contraste composicional entre as *I*

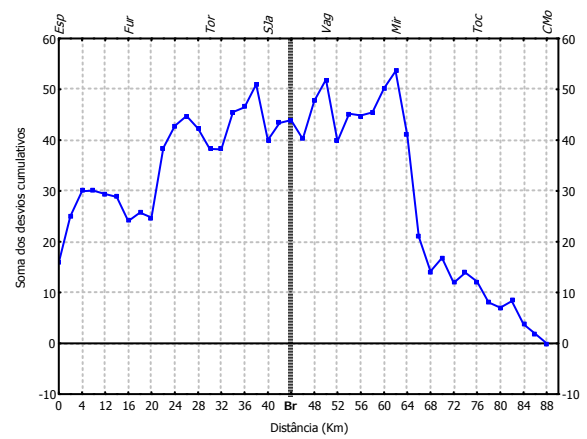
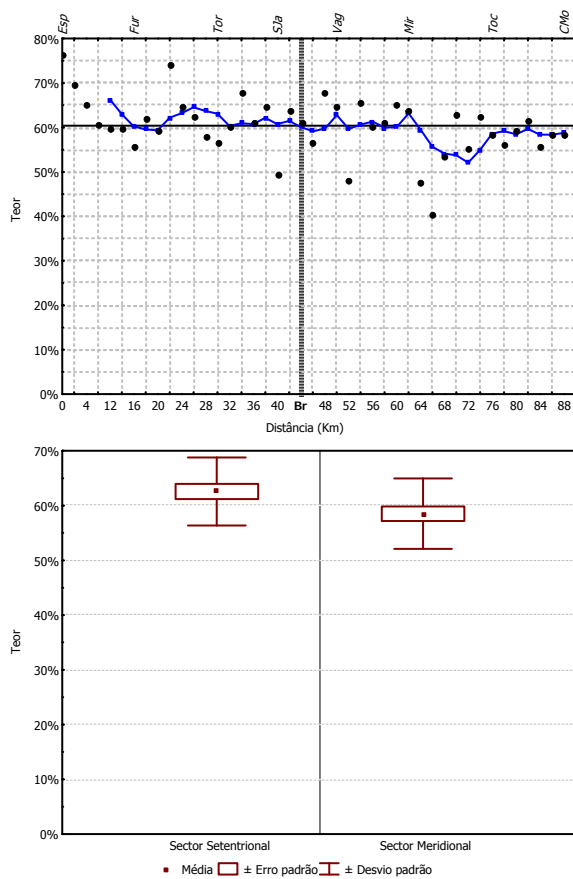


Figura IV.141 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da ilite nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

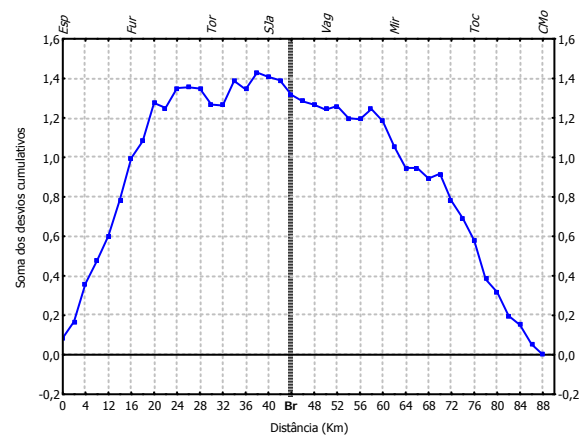
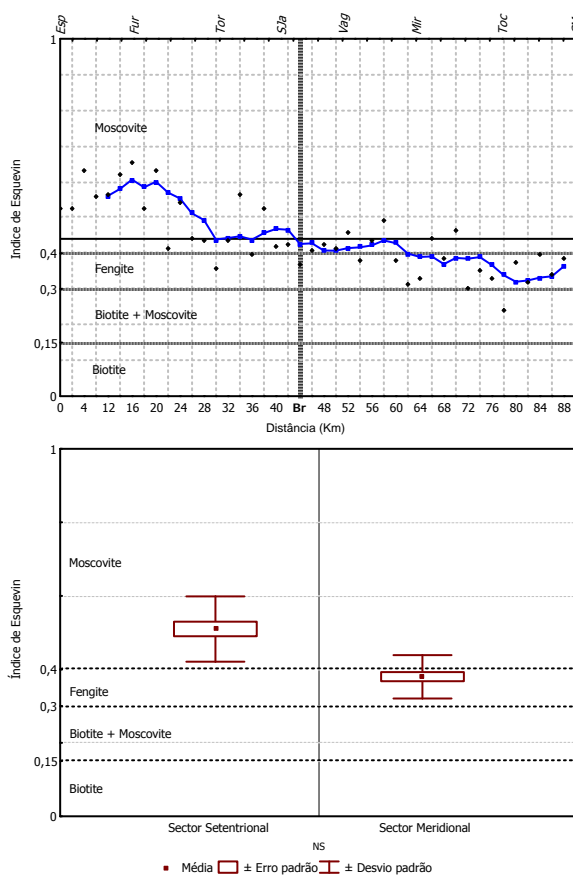


Figura IV.142 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Esquevin nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

ocorrentes nas proximidades das extremidades setentrional e meridional. Na primeira as *I* são de carácter aluminoso ao passo que na segunda são de carácter ferro-magnésiano.

A atitude longilitoral da curva *Sdc* do índice de *Kubler* (*I.K.*) exhibe um paralelismo com a relativa ao *I.E.*, nomeadamente no que respeita às tendências contrárias nas extremidades setentrional e meridional e patamar estável entre *Furadouro-Torreira* e *Mira* — Figura IV.143. Assim, a crescente *Sdc* até ao Km24 (*Furadouro-Torreira*) indica o predomínio, no trecho delimitado a sul por este paralelo, de índices maiores que a média ($M 0,30$), apontando a curva *Mm* para valores (quase) constantes, e indicativos de cristalinidade tendencialmente baixa ($I.K.>0,42$). A constante *Sdc* a sul indica índices de cristalinidade próximos à média regional (como a curva *Mm* permite observar) e indicam melhor cristalinidade (média) que as do trecho a norte. A curva *Sdc* inflecte no sentido decrescente para sul do Km56 (*Mira*) dos desvios, dando a indicação da presença de *I* com cristalinidade elevada ($IK<0,25$), o que se verifica até à extremo sul (*Cabo Mondego*).

Tal como se verificou com a composição, as *I* identificadas nas regiões vizinhas dos extremos do litoral em estudo apresentam cristalinidades diferentes, com as ocorrentes no limite norte a exibirem baixa cristalinidade e as ocorrentes no limite sul a exibirem elevada

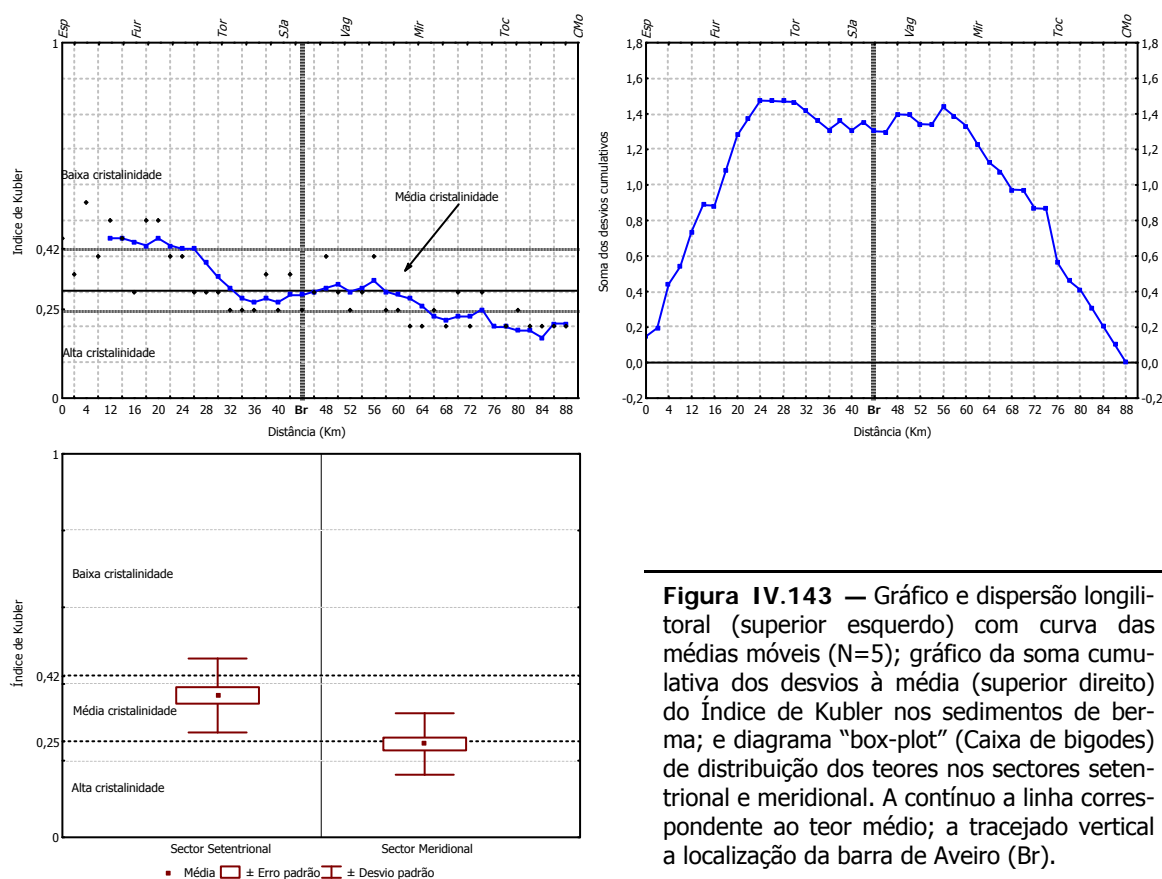


Figura IV.143 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Kubler nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

cristalinidade.

Os **INTERESTRAFICADOS IRREGULARES 10-14Å** (I_{10-14}) exibem também nos extremos norte e sul, duas tendências contrárias. Até ao Km6 (*Espinho*) a decrescente *Sdc* em relação ao teor médio ($M \sim 12\%$) sustentam a conclusão de que neste trecho predominam os teores inferiores a essa referência, como se confirma no gráfico das *Mm* — Figura IV.144. Já para sul do Km62 (*Mira*) a soma dos desvios apresenta um comportamento contrário (crescente). O trecho compreendido entre os Km64 (*Mira*) e Km74 (*Tocha*) mostra os teores médios mais elevados. Entre estes dois trechos, isto é, entre o Km6 e o Km62, a *Sdc* mantém-se relativamente constante, como, aliás, demonstra a curva das *Mm* ao acompanhar a tendência de fundo definida pelo teor médio regional.

A **CAULINITE** (*K*) após um curto trecho, delimitado a sul pelo Km6 (*Espinho*), onde a *Sdc* tende a ser consecutivamente inferior à média regional ($M \sim 13\%$), e um outro a jusante, limitado a sul pelo Km38 (*S. Jacinto*), em que a *Sdc* é (quase) constante, cresce em abundância relativa entre este último paralelo (Km38) e o Km52 (*Vagueira*) — Figura IV.145. A curva das *Mm* corrobora essa tendência mostrando teores mais elevados entre o Km42 (*S. Jacinto*) e o Km54 (*Mira*). Para sul deste trecho a *Sdc* decresce surgindo na extremidade sul (*Cabo Mondego*) os

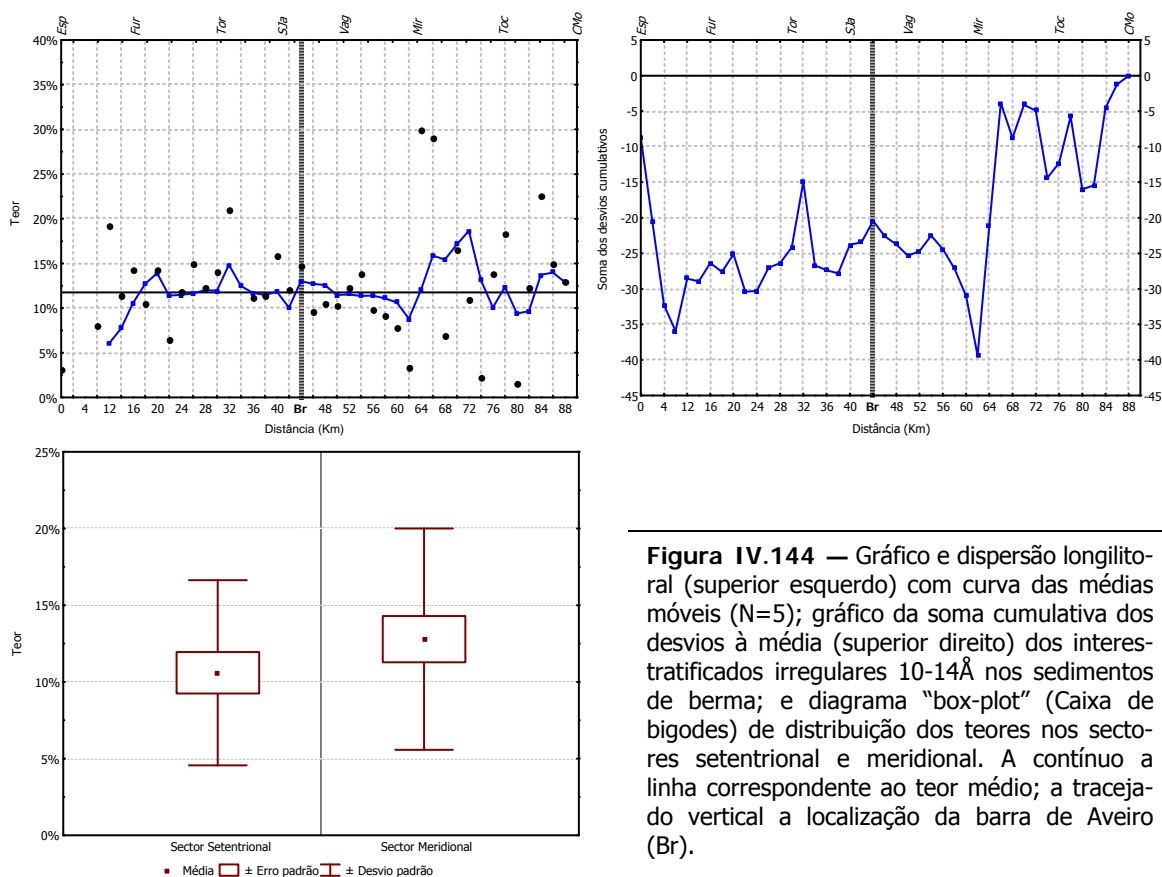


Figura IV.144 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) dos interestratificados irregulares 10-14Å nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejada vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

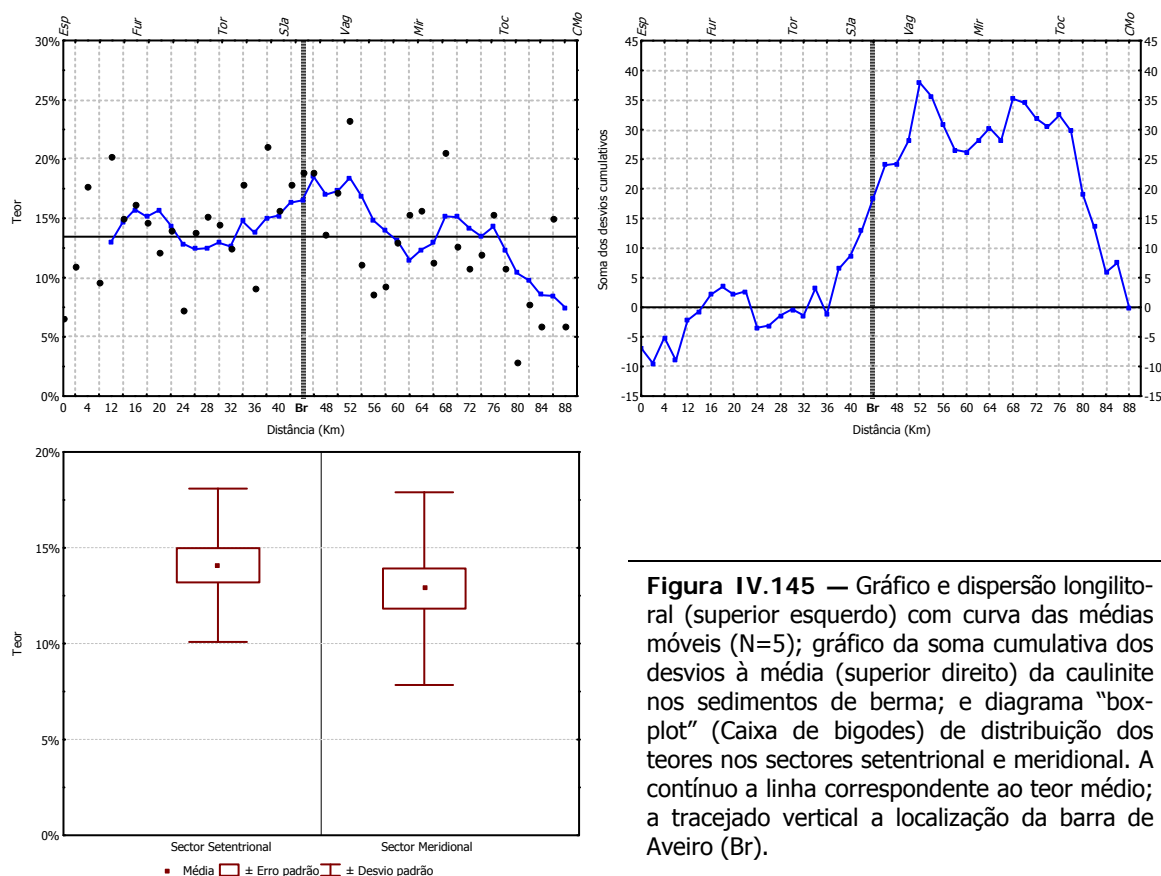


Figura IV.145 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da caulinite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

teores *Mm* mais baixos.

No que respeita à cristalinidade da caulinite (*CK*), a curva da *Sdc* dá a indicação de que à medida que nos distanciamos da extremidade norte os coeficientes de *C.K.* até ao Km66 (*Mira-Tocha*) são predominantemente superiores ao coeficiente médio, coeficientes que, conforme se pode confirmar na curva das *Mm*, se mantêm no campo da cristalinidade média — Figura IV.146. Mas o sentido decrescente *Sdc* para sul dá a indicação de que a partir desse paralelo a *K* tende a apresentar uma melhor cristalinidade (coeficientes mais baixos), verificando-se mesmo a ocorrência de *K* com alta cristalinidade entre o Km74 (*Tocha*) e Km86 (*Cabo Mondego*).

Nos *SB*, tal como nos *SFp*, a **CLORITE** (*C*) e interestratificados caulinite/esmectite (*KS*) integram o grupo dos minerais designados como minerais acessórios (teores <10% e >2%).

A *C* observa no segmento limitado a sul pelo Km22 (*Furadouro-Torreira*) a tendência para ocorrer com teores superiores ao teor médio ($M \sim 7\%$) — Figura IV.147. Para sul do mesmo paralelo (Km22), decresce até ao Km54 (*Mira*), e mantém-se inferior ao teor médio, com a curva da *Mm* a mostrar que os teores de *C* diminuem (linearmente) para sul. Para sul do Km54 a *Sdc* é, com excepção do trecho compreendido entre o Km62 (*Mira*) e Km70 (*Mira-Tocha*), novamente

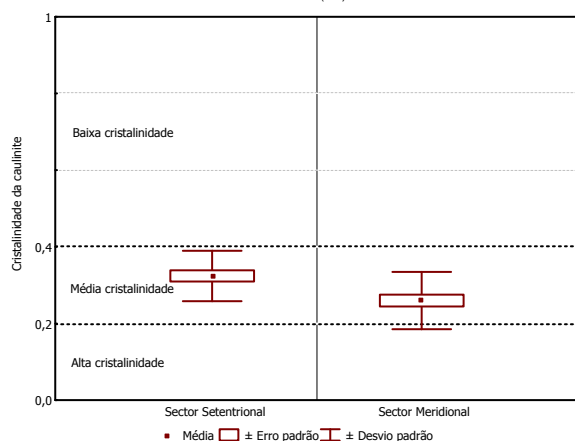
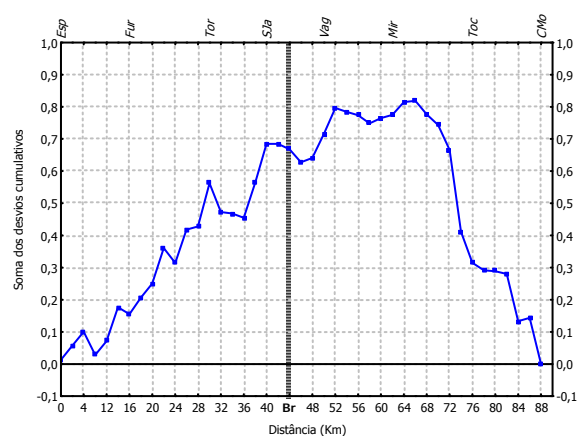
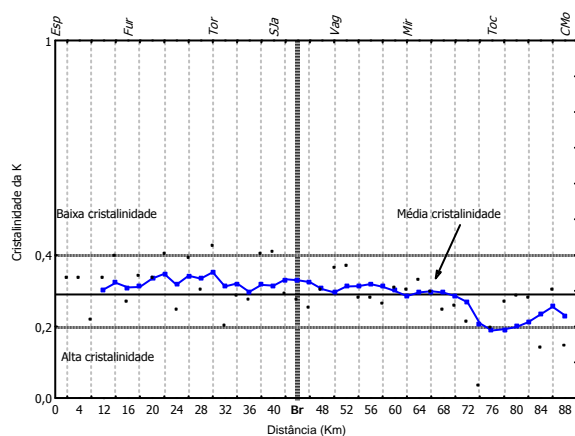


Figura IV.146 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da cristalinidade da caulinite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

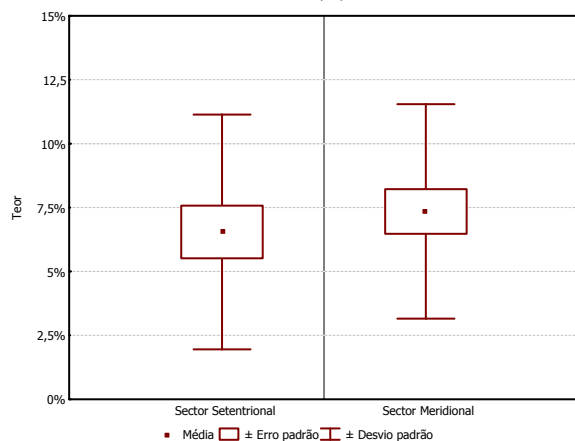
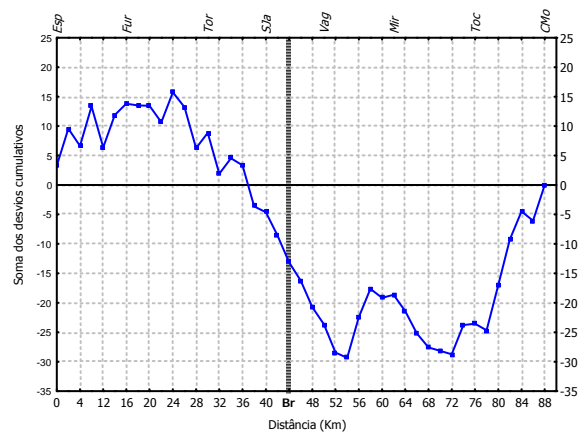
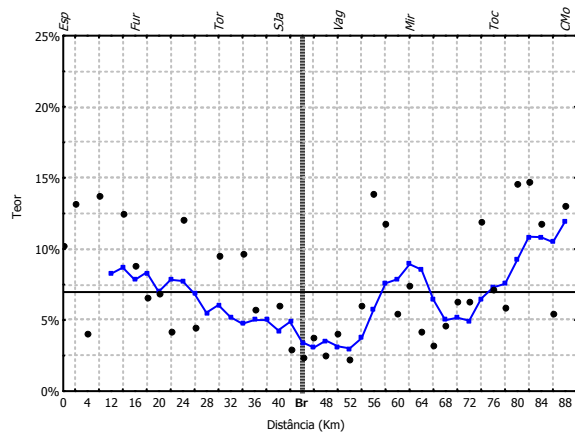


Figura IV.147 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da clorite nos sedimentos de berma; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

crescente, o que mostra que os teores nestas áreas tendem a ser superiores ao teor médio, sendo registados na extremidade sul deste sector teores similares aos encontrados na extremidade norte do litoral em estudo (*Espinho*). Não obstante, é neste sector que são mais frequentes os teores de *C* inferiores ao teor médio, como é notório no gráfico das *Mm*.

No gráfico da *Sdc* dos *INTERESTRATIFICADOS CAULINITE/ESMECTITE (K/S)* destacam-se duas grandes tendências de variação longilitoral de sinal contrário que se desenvolvem a partir das extremidades do litoral em estudo — Figura IV.148. Uma entre o Km4 (*Esmoriz*) e o Km44 (*S. Jacinto*) onde a *Sdc* é consecutivamente inferior e essencialmente negativa, dando a indicação do predomínio de teores de interestratificados inferiores ao respectiva média regional ($M \sim 4\%$), o que na curva das *Mm* é pouco perceptível. Outra, para sul do Km44 onde a evolução da *Sdc* é contrária (consecutivamente crescente), que se extingue em torno do Km66 (*Mira-Tocha*), indicando o predomínio de teores superiores teor de fundo, o que se confirma no gráfico das *Mm* ao tomar o sentido dos teores mais elevados. Aliás, é neste trecho que se registam os mais elevados teores *Mm*, apesar de alguns corresponderem a valores extremos. Para sul deste último paralelo a *Sdc* tende a acompanhar a tendência definida pelo teor médio, como faz supor o traçado da curva *Mm*.

À semelhança do observado nos *Sfp*, os *INTERESTRATIFICADOS ILLITE/CLORITE (I/C)* e a *ESMECTITE (S)* ocorrem com presença traço nos *SB* — Figura IV.148. A expressão dos interestratificados é localizada, como sucede nos trechos limitados pelo Km26 (*Torreira*) e Km40 (*S. Jacinto*) e pelo Km68 (*Mira-Tocha*) e o Km82 (*Tocha*), sendo também visível o carácter descontínuo da dispersão longilitoral, com trechos onde a presença de *I/C* nos sedimentos não é assinalada. Também as respectivas *Med* (0) e *Mad* (0) espelham o carácter circunscrito da ocorrência.

Contrariamente à *I/C*, a *ESMECTITE (S)* apesar do registo traço, tem uma dispersão longilitoral mais expressiva, mas igualmente localizada — Figura IV.148. Assim, até ao Km42 (*S. Jacinto*) predominam teores de *S* ligeiramente superiores à média regional ($< \sim 1\%$), verificando-se, no entanto, entre o extremo setentrional e o Km14 (*Furadouro*) o registo de teores inferiores, como se conclui da interpretação da curva *Sdc*. Ou seja, no sector setentrional o registo da *S* é, no geral, pouco expressivo. A partir do Km42 a presença de *S* é mais relevante nos sedimentos, com os teores a atingir, nomeadamente nas áreas vizinhas a sul deste paralelo, valores superiores aos registados no sector setentrional. De facto, a curva da *Sdc* indicia entre o Km44 (*S. Jacinto*) e o Km60 (*Mira*) e o Km74 (*Tocha*) e o *Cabo Mondego* tendência para o registo de teores superiores à média regional, que a curva das *Mm* identifica como sendo os mais elevados entre os registados nos *SB*.

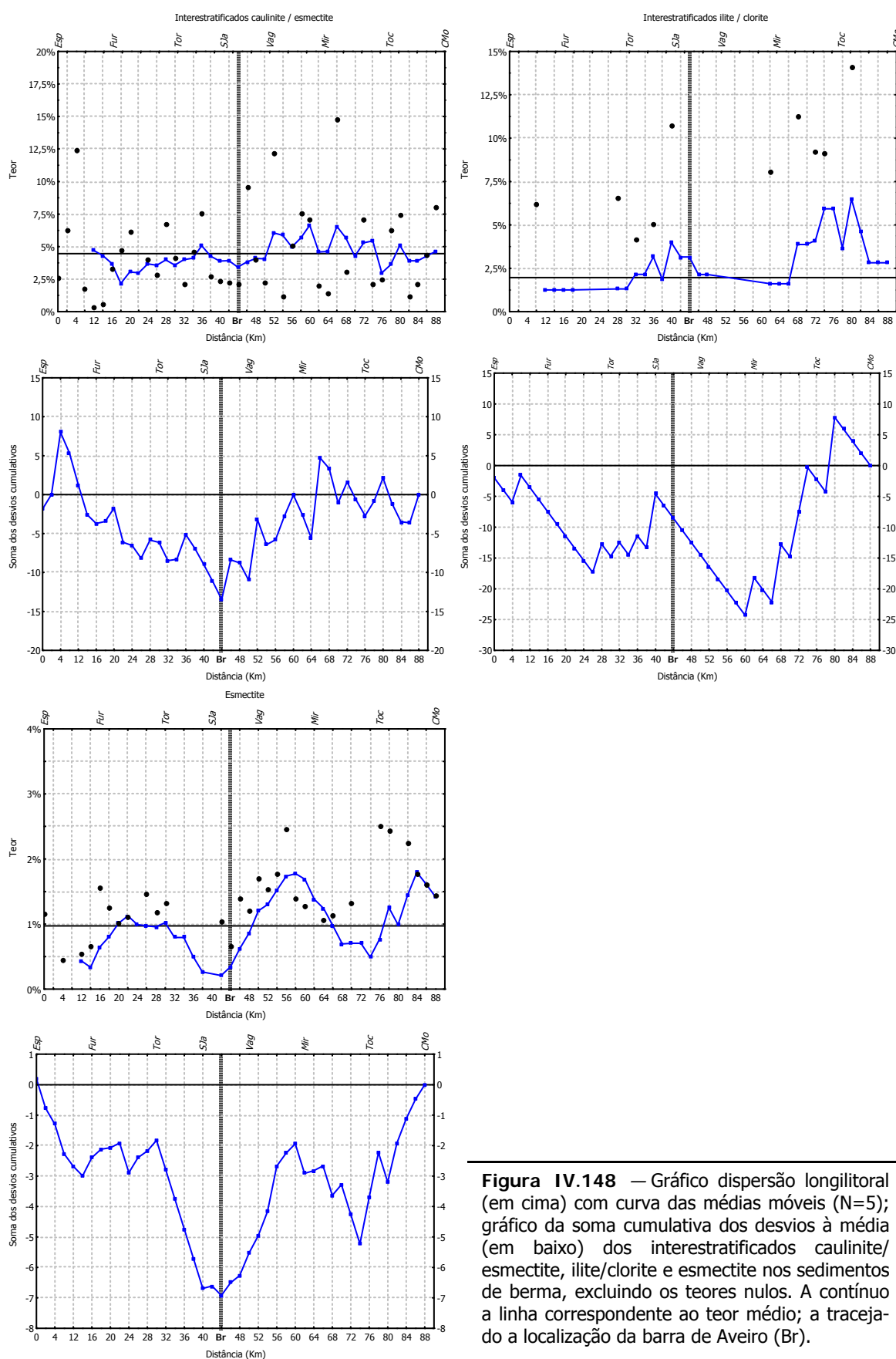


Figura IV.148 — Gráfico dispersão longilitoral (em cima) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (em baixo) dos interestratificados caulinite/esmectite, ilite/clorite e esmectite nos sedimentos de berma, excluindo os teores nulos. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado a localização da barra de Aveiro (Br).

Quando se procede ao estudo comparativo dos teores dos minerais argilosos identificados nos sectores setentrional e meridional constata-se que as diferenças entre os mesmos não são significativas, com excepção da *S*, como se infere da interpretação dos resultados do teste *K-S* — Tabela IV.46. Ou seja, aos sectores considerados correspondem populações amostrais diferentes de *S*, o que pressupõe que os teores correspondentes às medidas de tendência central são significativamente diferentes. Existe também enriquecimento relativo dos *SB* em *S* em direcção às áreas meridionais, tendência já revelada nos *Sfp*. Apesar dos resultados do teste *K-S* apontarem para a inexistência de significado estatístico das diferenças entre os teores correspondentes às medidas de tendência central, pode-se, no entanto, afirmar que, contrariamente à *I* e à *K*, todos os restantes minerais acentuam o seu registo nos *SB* nessa mesma direcção, ainda que ligeiramente em alguns deles, como sucede com *K/S*, *C* e a *I/C*. Verifica-se ainda enriquecimento relativo destes últimos minerais de norte para sul, contrariamente à *I* e *K* que observam um empobrecimento relativo na mesma direcção.

Os resultados da aplicação do teste *K-S* aos índices cristalográficos determinados (*IE*, *IK* e *CK*) apontam para que distribuições sejam significativamente diferentes nos sectores setentrional e meridional, o que pressupõe que as respectivas medidas de tendência central também o sejam — Tabela IV.47. Assim, as *I* do sector setentrional são composicionalmente e

Tabela IV.46 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos minerais argilosos identificados nos sedimentos de berma do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I</i>	0,000	0,322	$p > .10$	62,58	58,52	6,22	6,43	20	23
<i>I₁₀₋₁₄</i>	-0,150	0,128	$p > .10$	10,60	12,79	6,03	7,22	20	23
<i>K</i>	-0,074	0,259	$p > .10$	14,09	12,88	4,00	5,03	20	23
<i>C</i>	-0,200	0,109	$p > .10$	6,55	7,35	4,59	4,20	20	23
<i>K/S</i>	-0,248	0,141	$p > .10$	3,90	4,95	2,92	3,81	20	23
<i>I/C</i>	-0,167	0,033	$p > .10$	1,64	2,25	3,13	4,49	20	23
<i>S</i>	-0,465	0,000	$p < .025$	0,64	1,26	0,60	0,82	20	23

Tabela IV.47 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos índices cristalográficos da ilite e caulinite identificada nos *SB* do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I.E.</i>	0,000	0,602	$p < .001$	0,51	0,38	0,09	0,06	20	23
<i>I.K.</i>	0,000	0,513	$p < .01$	0,37	0,24	0,10	0,08	20	23
<i>C.K.</i>	0,000	0,463	$p < .025$	0,32	0,26	0,07	0,07	20	23

estruturalmente distintas das do sector meridional. As do sector setentrional são essencialmente aluminosas (moscovíticas) e com baixa cristalinidade, ao passo que as do sector meridional são ferromagnesianas (biotíticas) e de elevada cristalinidade, o que leva à criação de campos preferenciais de distribuição deste parâmetros cristaloquímicos no diagrama de *Esquevin* — Figura IV.149. Os resultados do mesmo teste mostram que a cristalinidade da *K* é também distinta nos sectores considerados, acompanhando, deste modo, a variação longilitoral da cristalinidade da *I*. Assim, tal como se verificou com a *I*, a cristalinidade da *K* no sector setentrional é tendencialmente mais baixa que no meridional.

O comportamento longilitoral do rácio $K/(I+C)$ é parcialmente similar ao observado nos *Sfp* — Figura IV.150. Até ao Km34 (*Torreira*) predominam os rácios inferiores ao valor médio regional ($M \sim 0,2$), dando a curva das *Mm* a indicação da tendência para os valores dos mesmos diminuírem para sul, sugerindo, deste modo, a diminuição do peso relativo da *K* relativamente à *I* e *C*, tendência também registada nos *Sfp* num domínio que abrange, neste caso, todo o sector setentrional. Para sul do paralelo atrás referido e até ao Km52 (*Vagueira*) o comportamento longilitoral é similar ao observado nos depósitos de face de praia. Isto é, os rácios excedem o valor de fundo, (como se observa na curva das *Mm*), sustentando, assim, a conclusão de que neste trecho a *K* tende a aumentar o seu peso relativamente aos outros minerais argilosos (*I* e

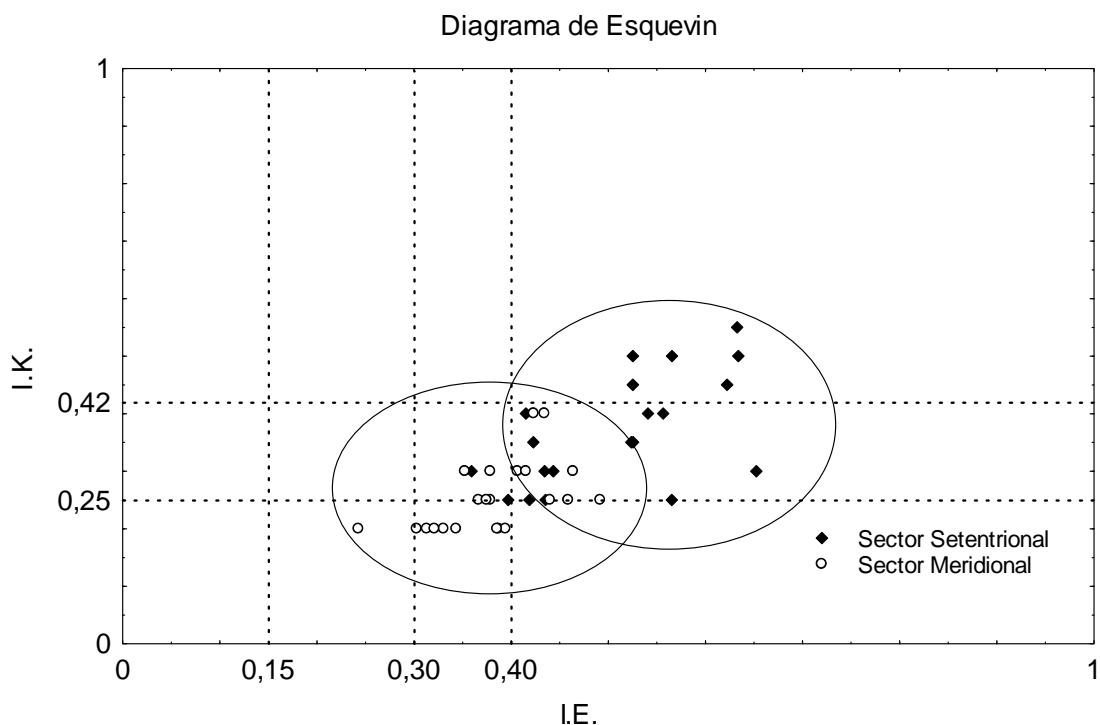


Figura IV.149 — Diagrama de Esquevin com projecção do Índice de Esquevin (*I.E.*) e de Kubler (*I.K.*) das ilites identificadas nos sedimentos de berma sendo visível a diferenciação os campos preferenciais de distribuição dos índices ao sector setentrional e meridional.

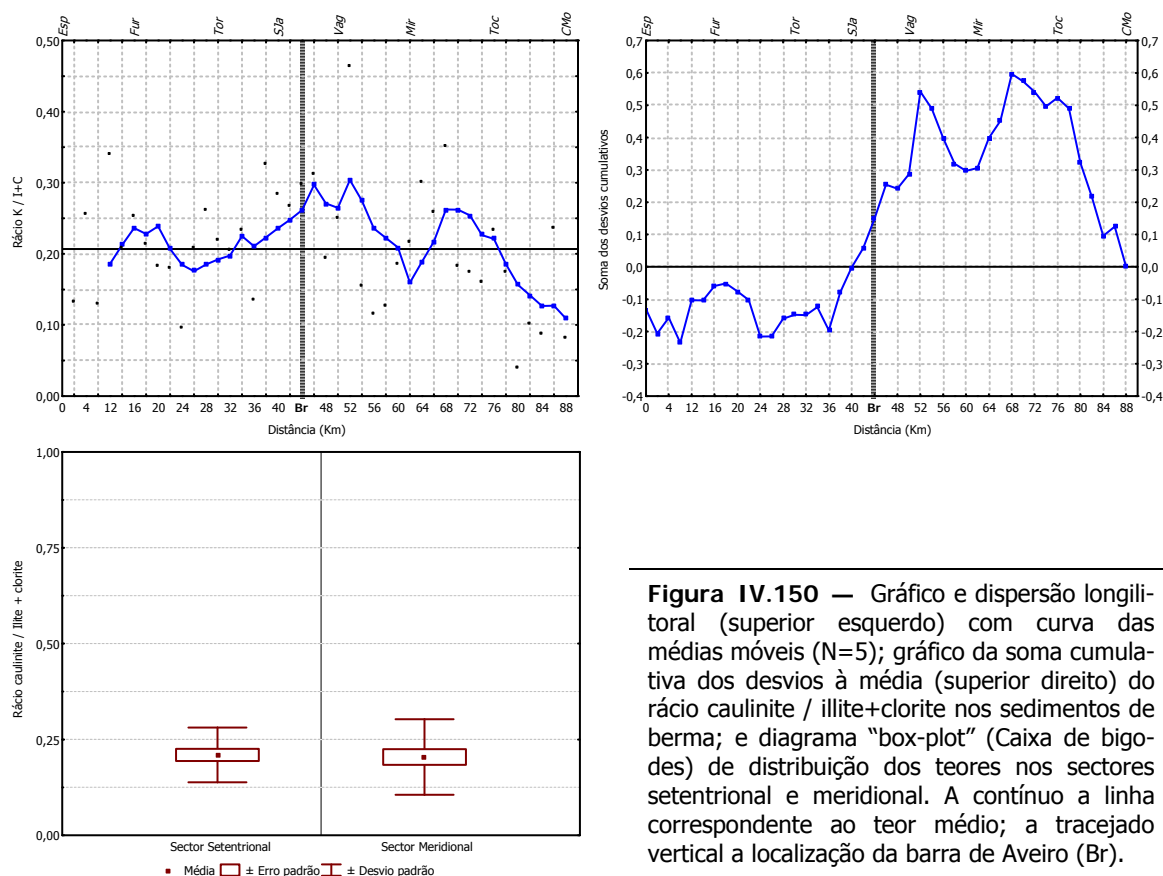


Figura IV.150 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de berma; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.48 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de berma no sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. M	S. Mer. M	S. Set. Dpd	S. Mer. Dpd	S. Set. N	S. Mer. N
<i>K / I+C</i>	-0,117	0,215	$p > .10$	0,21	0,20	0,07	0,10	20	23

C). Para sul do Km52 o comportamento do rácio $K/(I+C)$ até ao extremo meridional do litoral *Espinho & Cabo Mondego* é, com perturbações de pequena escala, concretamente na área envolvente do paralelo de *Mira*, predominantemente inferior ao rácio médio, como a curva *Mm* evidencia. Tal configura o registo de sedimentos que se caracteriza, contrariamente ao sector que confina a norte, pela diminuição do peso relativo da *K*. Os resultados da aplicação do teste *K-S* (Tabela IV.48), tal como nos *SFp* não aponta para a existência de diferenças significativas entre o sector setentrional e o meridional.

Sedimentos de Duna (SD)

Contrariamente às tendências longilitorais identificadas nos depósitos sedimentares atrás abordados, o comportamento longilitoral irregular da *ILLITE* (*I*) nos depósitos de duna não

permite definir uma tendência de variação consistente com expressão regional — Figura IV.151. É possível, contudo, identificar algumas variações de carácter local, como sucede nos trechos limitados pelo Km8 (*Furadouro*) e o Km20 (*Furadouro-Torreira*) e no trecho limitado Km58 (*Mira*) Km74 (*Tocha*), onde a *Sdc* decrescente sugere teores predominantemente inferiores ao valor médio ($M \sim 59\%$). Atendendo ao gráfico das *Mm* pode-se, contudo, concluir que a abundância da *I* é semelhante ao teor médio regional em todo o troço em estudado.

Já quando se analisa o comportamento longilitoral dos índices cristalográficos de *Esquevin* (*I.E.*) e *Kubler* (*I.K.*) são identificáveis tendências com expressão regional.

A análise da distribuição longilitoral do *I.E.* ocorre no campo das *I* de carácter moscovítico ($I.E. > 0,40$) ao longo da quase totalidade do troço em estudo — Figura IV.152. A observação das curvas de variação da *Sdc* e da *Mm* sugere um máximo do *I.E.* entre *Furadouro* e *Torreira* e um mínimo posicionado entre *Mira* e *Tocha*, perturbando patamar norte-sul definido em torno do valor médio ($M 0,56$). Podemos, assim, concluir que as *I* são essencialmente moscovíticas, verificando-se, no entanto, entre o Km58 e Km76 a tendência para se aproximarem do campos das *I* fengíticas, dando, deste modo, a indicação de não haver homogeneidade composicional das *I* ao longo do litoral em estudo.

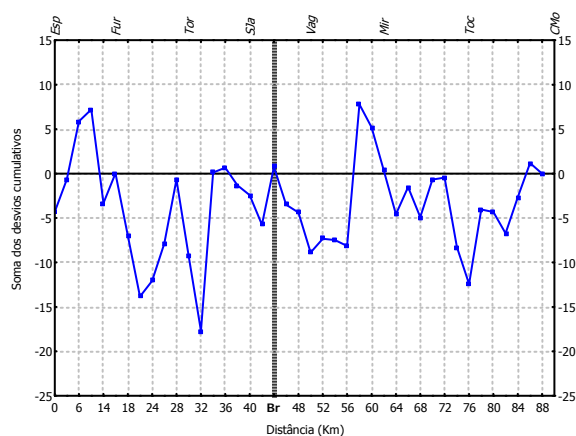
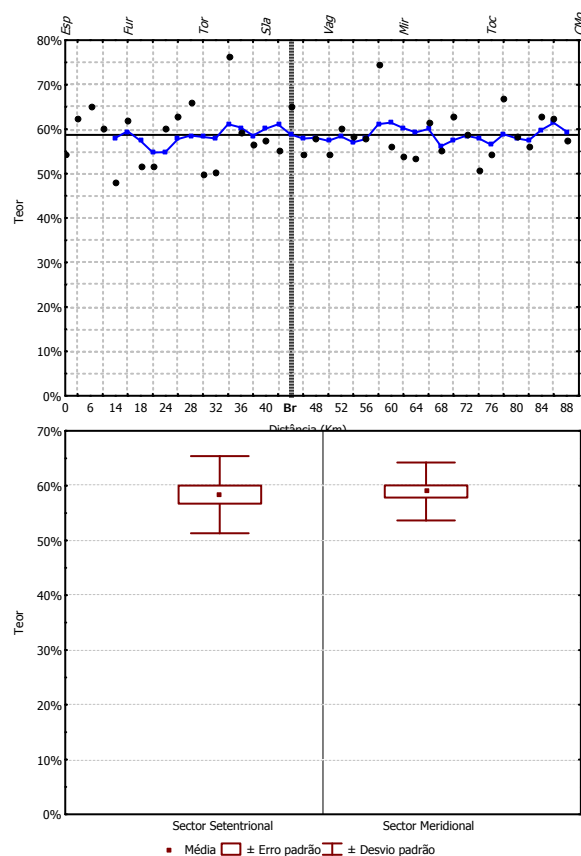


Figura IV.150 - Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da ilite dos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

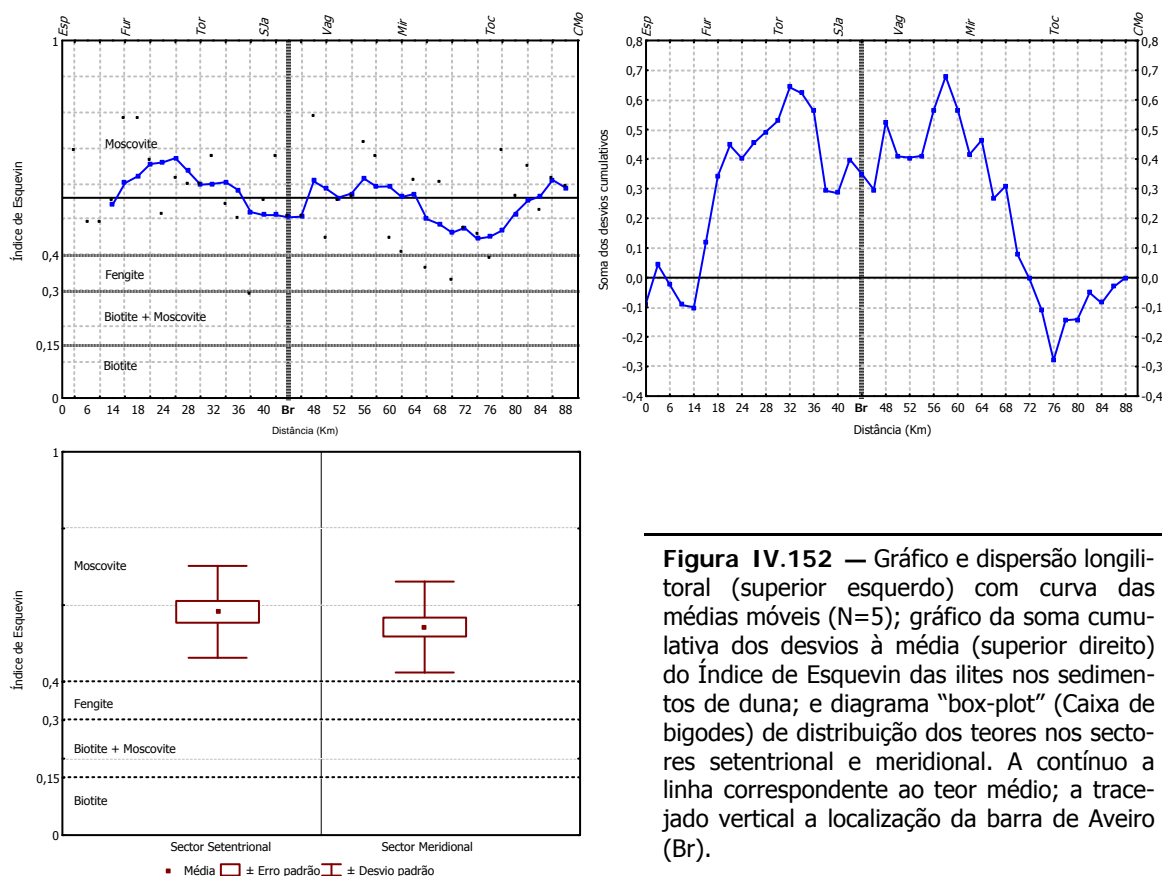


Figura IV.152 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Esquevin das ilites nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

A distribuição longilitoral da *Sdc* do *I.K.* aponta para a existência de duas tendências contrárias de expressão regional com sentido contrário que se conjugam em torno do Km48 (*Vagueira*) — Figura IV.153. Assim, da extremidade norte até a esse paralelo a *Sdc* crescente e positiva sugere registo de índices superiores ao valor médio ($M \sim 0,36$), ao passo que a diminuição *Sdc* para sul desse paralelo até à extremidade meridional sugere o contrário, isto é, o domínio dos índices inferiores ao índice médio. A curva das *Mm* ilustra estas tendências, com os valores mais elevados associados ao primeiro trecho e os mais baixos ao segundo. Considerando a classificação qualitativa da cristalinidade, pode-se concluir que apesar das *I*, no geral, exibirem uma cristalinidade intermédia, as ocorrentes na faixa mais setentrional tendem a exibir cristalinidade mais baixa, ao passo que as ocorrentes na faixa mais meridional tendem a exibir cristalinidade mais elevada (média a alta).

A evolução da soma cumulativa dos desvios respeitantes aos **INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES 10-14Å** (I_{10-14}) até ao Km58 (*Mira*) não aponta para a existência de tendências de distribuição significativas, com excepção do trecho compreendido entre o Km22 (*Furadouro*) e o Km32 (*Torreira-S. Jacinto*), onde a decrescente *Sdc* indicia o predomínio de teores inferiores à média regional ($M \sim 9\%$) — Figura IV.154. Podemos, assim, afirmar que os teores de I_{10-14} variam ali pouco relativamente ao valor médio. Para sul desse paralelo (Km36) a *Sdc* crescente indica

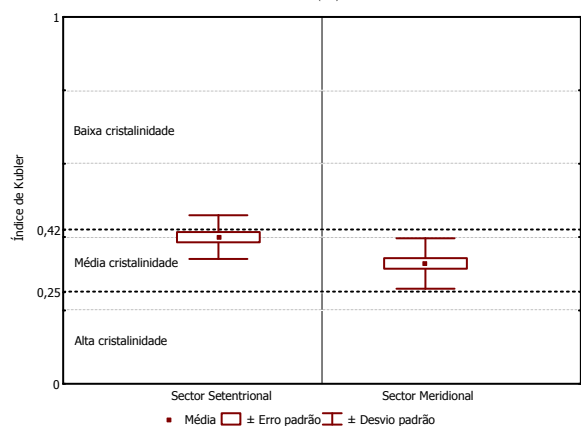
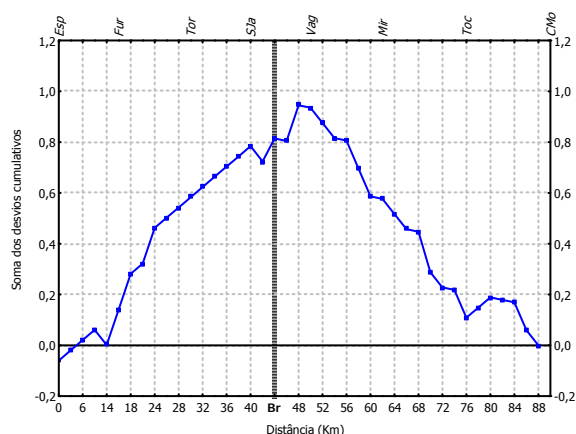
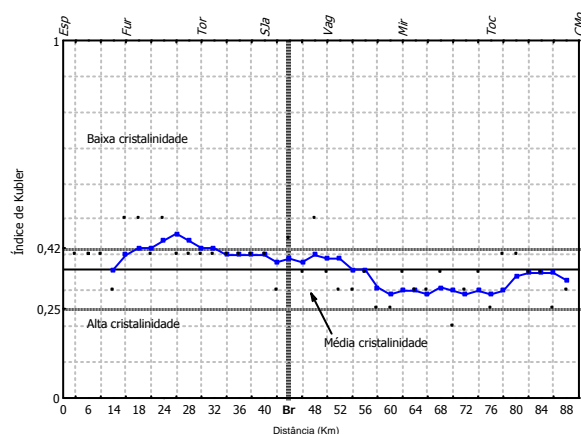


Figura IV.153 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do Índice de Kubler das ilites nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

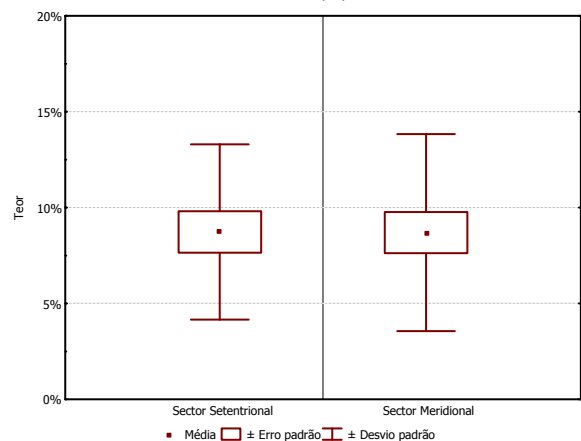
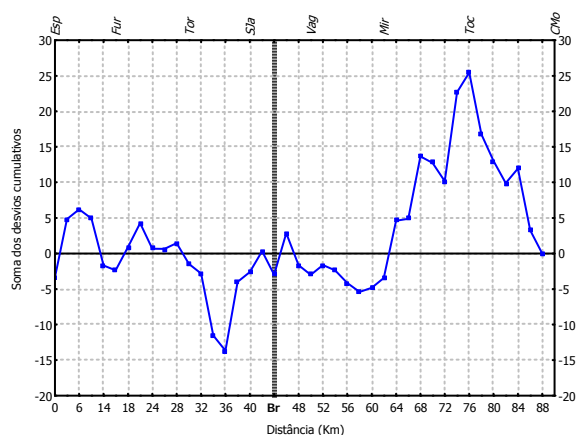
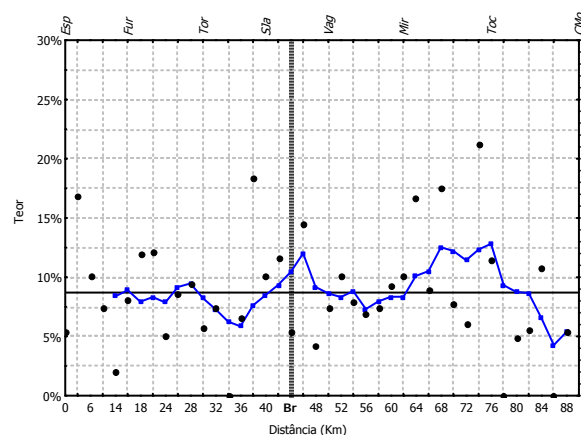


Figura IV.154 — Gráfico e dispersão longitudinal (superior esquerdo) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) dos interestratificados irregulares 10-14Å nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

teores predominantemente superiores ao teor médio. Já para sul do Km36 o sentido é de enriquecimento relativo dos *SD* neste interestratificados. Para sul do Km74 (*Tocha*) a *Sdc* entra em fase decrescente até à extremidade sul, tendência que retoma a observada até ao Km36. Na curva das *Mm* observam-se os teores mais elevados no trecho delimitado pelos Km58 e Km76 sugerindo a existência de um (ligeiro) enriquecimento de interestratificados neste trecho.

A *CAULINITE* (*K*) exibe um comportamento longilitoral diferente e com padrão de variação consistente em todo o litoral em estudo — Figura IV.155. Analisando a curva *Sdc* verifica-se que desde a extremidade setentrional até ao Km38 (*S. Jacinto*) o decréscimo consecutivo da *Sdc* aponta para o predomínio de teores inferiores à média regional ($M \sim 17\%$), embora crescentes. Na curva das *Mm* é visível que na extremidade norte são observados os teores mais baixos. Para sul de *S. Jacinto* (Km38) a *Sdc* inverte o sentido de variação passando a crescente até à extremidade meridional, o que reflecte o predomínio, neste trecho, de teores superiores ao valor médio, também crescentes para sul. Na curva das *Mm* verifica-se a ocorrência dos teores mais elevados na vizinhança do extremo meridional do litoral em estudo.

Na extremidade setentrional predominam, contrariamente ao até aqui verificado, índices *C.K.* inferiores ao índice médio ($M \sim 0,29$) como se conclui da interpretação da curva da *Sdc*, o

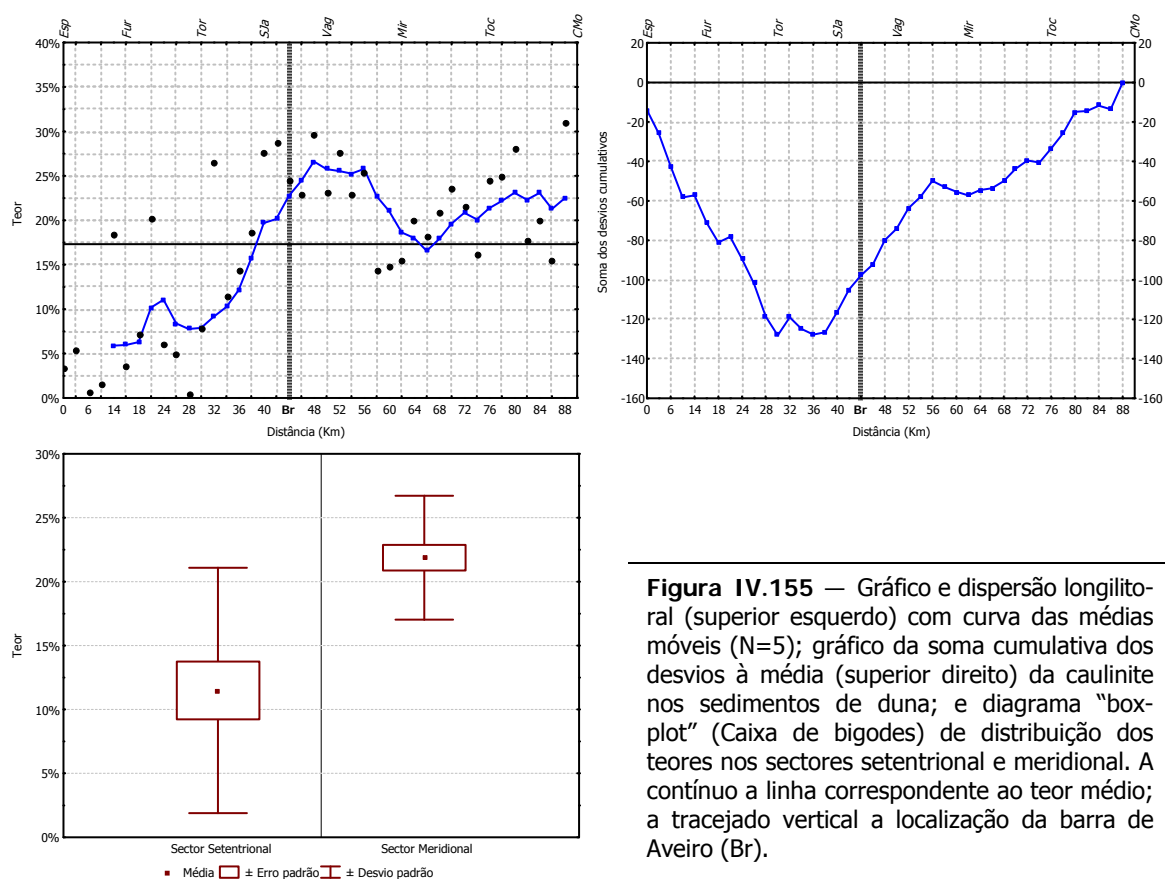


Figura IV.155 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da caulinite nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

que indica registo de *K* com cristalinidade média a alta — Figura IV.156. Contudo, para sul do Km14 (*Furadouro*) e até ao Km54 (*Mira*) a *Sdc* sugere a inversão da tendência anterior, como se nota na curva das *Mm*, indicando índices superiores à média e ocorrência de *K* com média a baixa cristalinidade. Refira-se que é neste trecho, concretamente em torno do Km42 (*S. Jacinto*) que ocorrem os índices de cristalinidade mais elevados. Já para sul do Km54 a decrescente *Sdc* aponta para a ocorrência de *K* com melhor cristalinidade (índices inferiores e cristalinidade média a alta), que as ocorrentes na área a norte.

Os minerais acessórios registados nos *SD* correspondem aos mesmos que foram identificados nos sedimentos de face de praia e duna: ou seja, clorite e interestratificados caulinite/esmectite.

A *Sdc* em relação ao teor médio de **CLORITE** (*C*) ($M \sim 7,5\%$) exhibe um comportamento longilitoral nos *SD* próximo do observado nos *Sfp* — Figura IV.157. Desde a extremidade norte (*Espinho*) até ao Km30 (*Torreira*) a soma dos desvios é crescente, passando a decrescente para sul desse paralelo, tendência que se estende até à extremidade sul. Isto significa que até ao paralelo Km30 predominam os teores superiores à média regional, ao passo que para sul predominam os teores inferiores a nulos. A curva das *Mm* mostra o contraste entre os trechos

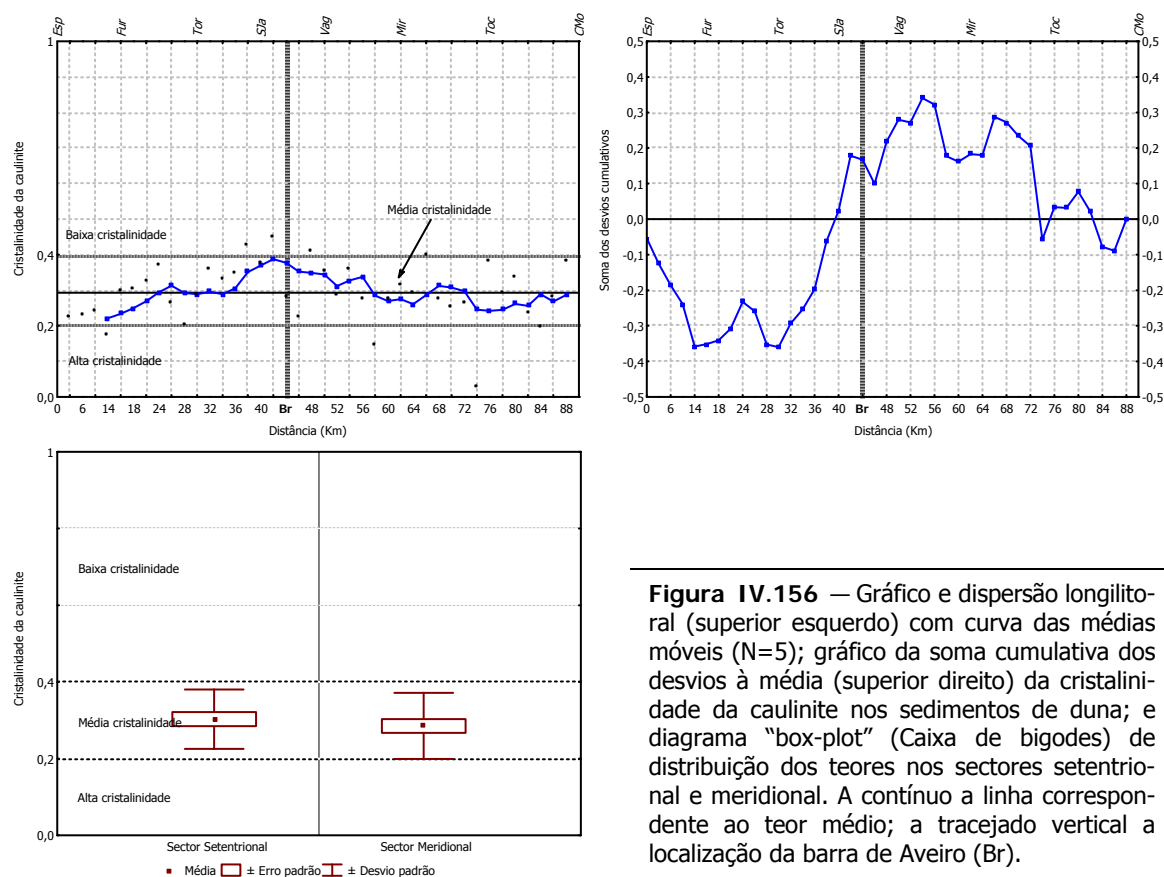
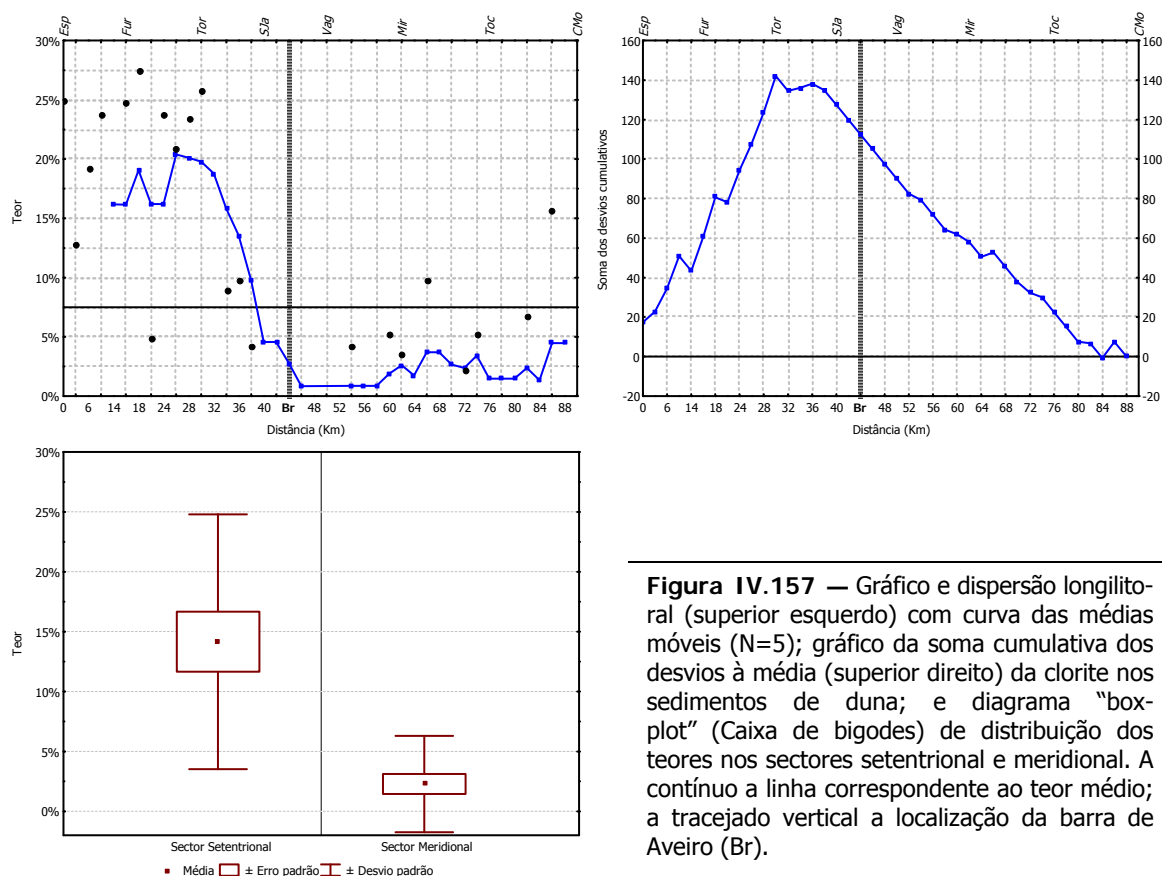


Figura IV.156 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) da cristalinidade da caulinite nos sedimentos de duna; e diagrama “box-plot” (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).



delimitados, com os teores *Mm* mais elevados a ocorrerem no primeiro trecho e os mais baixos a ocorrerem no segundo, apresentando estes menor variabilidade.

A observação da curva da *Sdc* dos *INTERESTRATIFICADOS CAULINITE/ESMECTITE (KS)* sugere que estes minerais exibem um comportamento longitudinal mais irregular que a *C* — Figura IV.158. Até ao Km42 (*S. Jacinto*) a *Sdc* decrescente indica teores predominantemente inferiores ao teor médio ($M \sim 5\%$), como também é observável na curva das *Mm*. Já para sul do paralelo referido a tendência é, no geral, contrária, com excepção do trecho compreendido entre o Km50 (*Vagueira*) e Km58 (*Mira*) e o Km64 (*Mira*) e Km72 (*Tocha*), onde a *Sdc* é crescente sugerindo que nas áreas que se encontram a sul do Km42 predominam teores superiores ao valor médio regional.

A *ESMECTITE (S)* e os *INTERESTRATIFICADOS ILLITE/CLORITE (I/C)* identificados nos *SD* surgem novamente como minerais de registo traço (<2%) — Figura IV.158. A *Sdc* e o gráfico da *Mm* aponta para que os *I/C* exibam um padrão longitudinal descontínuo marcado por ocorrências pontuais, ainda que sejam registados teores significativos, nesses locais. Já a *S*, tal como nos *SB*, apresenta um comportamento longitudinal mais consistente, e, mais notoriamente, no sector a sul do Km42 (*S. Jacinto*), nomeadamente entre Km62 (*Mira*) e o *Cabo Mondego*. A curva de *Sdc*

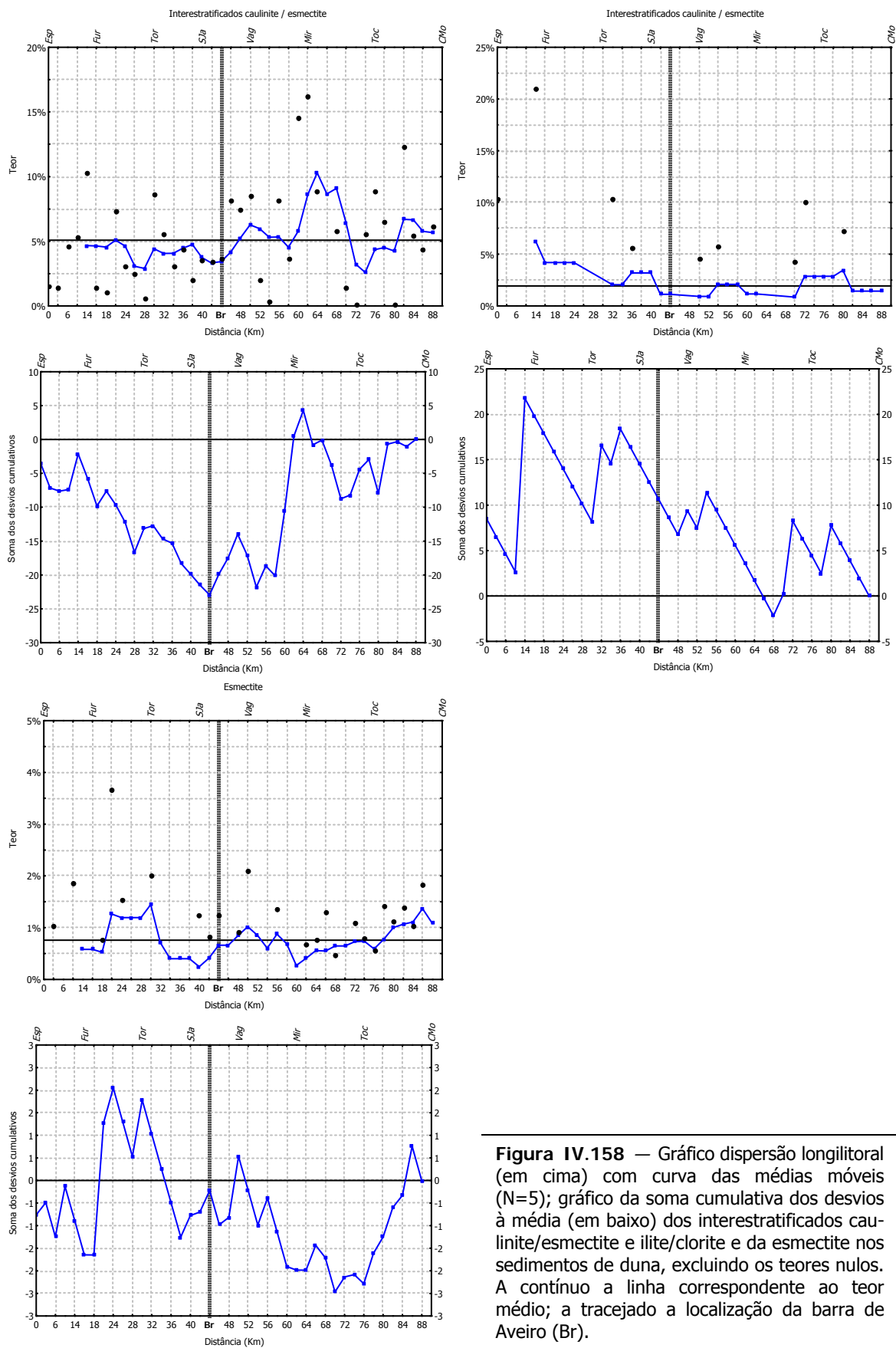


Figura IV.158 — Gráfico dispersão longilitoral (em cima) com curva das médias móveis (N=5); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (em baixo) dos interestratificados caulinite/esmectite e ilite/clorite nos sedimentos de duna, excluindo os teores nulos. A contínuo a linha correspondente ao teor médio; a tracejado a localização da barra de Aveiro (Br).

indica aqui predomínio de teores superiores ao valor médio.

Comparando as distribuições dos minerais identificados nos *SD* nos sectores setentrional e meridional com recurso ao teste *K-S* (Tabela IV.49), constata-se que somente a *K* e a *C*, bem como, com um grau de significância inferior, ao rácio *K/S*, registam distribuições significativamente diferentes nos dois sectores considerados. Conclui-se que as respectivas distribuições amostrais têm proveniências diferentes e que as respectivas medidas de tendência central (*M* e *Mdn*) são também significativamente diferentes. Assim, podemos concluir que existe um significativo enriquecimento relativo dos *SD* das áreas setentrionais para as meridionais em *K* e *K/S* e um empobrecimento relativo de *C* na mesma direcção, apontando os resultados do mesmo teste para a conclusão que a cristalinidade da *K* ocorrentes nos sectores considerados é semelhante.

O mesmo não se verifica com a *I*. Apesar dos resultados do teste *K-S* respeitantes à comparação de teores e do *I.E.* não sustentarem a existência de distribuições estatisticamente diferentes e, consequentemente, diferenças significativas entre as medidas de tendência central, o mesmo não sucede relativamente ao *I.K.* — Tabela IV.50. Na verdade, o referido teste sugere que as distribuições do *I.K.* respeitantes aos sectores setentrional e meridional são

Tabela IV.49 - Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos minerais argilosos identificados nos sedimentos de duna do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** e sublinhado os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$ e $p \leq 0,10$, respectivamente.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I</i>	-0,234	0,152	$p > .10$	58,37	58,94	7,05	5,30	18	23
<i>I₁₀₋₁₄</i>	-0,063	0,121	$p > .10$	8,73	8,70	4,57	5,14	18	23
<i>K</i>	-0,623	0,000	$p < .001$	11,49	21,88	9,59	4,84	18	23
<i>C</i>	0,000	0,580	$p < .005$	14,16	2,28	10,63	4,02	18	23
<u><i>K/S</i></u>	-0,399	0,174	<u>$p < .10$</u>	3,89	6,02	2,70	4,48	18	23
<i>I/C</i>	0,000	0,167	$p > .10$	2,63	1,39	5,76	2,88	18	23
<i>S</i>	-0,251	0,135	$p > .10$	0,72	0,79	1,03	0,65	18	23

Tabela IV.50 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, dos índices cristalográficos da ilite e caulinite identificada nos sedimentos de duna sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. <i>M</i>	S. Mer. <i>M</i>	S. Set. <i>Dpd</i>	S. Mer. <i>Dpd</i>	S. Set. <i>N</i>	S. Mer. <i>N</i>
<i>I.E.</i>	-0,056	0,249	$p > .10$	0,58	0,54	0,12	0,12	18	23
<i>I.K.</i>	0,000	0,659	$p < .001$	0,40	0,33	0,06	0,07	18	23
<i>C.K.</i>	-0,116	0,208	$p > .10$	0,30	0,29	0,08	0,09	18	23

significativamente diferentes e, em resultado, também o são as medidas de tendência central. Assim, podemos concluir que não existe uma variação longilitoral na composição das *I* mas a cristalinidade das *I* ocorrentes no sector setentrional é significativamente mais baixa (média – baixa) que a das ocorrentes no sector meridional (média – alta), sendo notório os campos preferenciais de distribuição dos parâmetros cristaloquímicos determinados (*I.E.* e *I.K.*) no digrama de *Esquevin* — Figura IV.159.

O rácio $K/(I+C)$ exibe um comportamento longilitoral que se caracteriza por duas tendências bem definidas, compreendendo os sectores setentrional e meridional — Figura IV.160. A norte do Km38 (*S.Jacinto*) predominam os valores inferiores ao valor médio e a curva de *Sdc* é consecutivamente decrescente, com as *Mm* a flectir no sentido dos rácios crescentes a partir desse local. Já para sul desse paralelo os rácios dominantes são superiores à média. Os resultados sugerem que para norte do Km38 os sedimentos de duna registam um enriquecimento relativo de *I+C* relativamente à *K*, contrariamente ao que se verifica a sul onde se observa enriquecimento relativo deste mineral argiloso relativamente à *I+C*, levando a que sejam significativas as diferenças entre o valor médio do referido rácio entre o sector setentrional e meridional, como provam os resultados do teste K-S (Tabela IV.51).

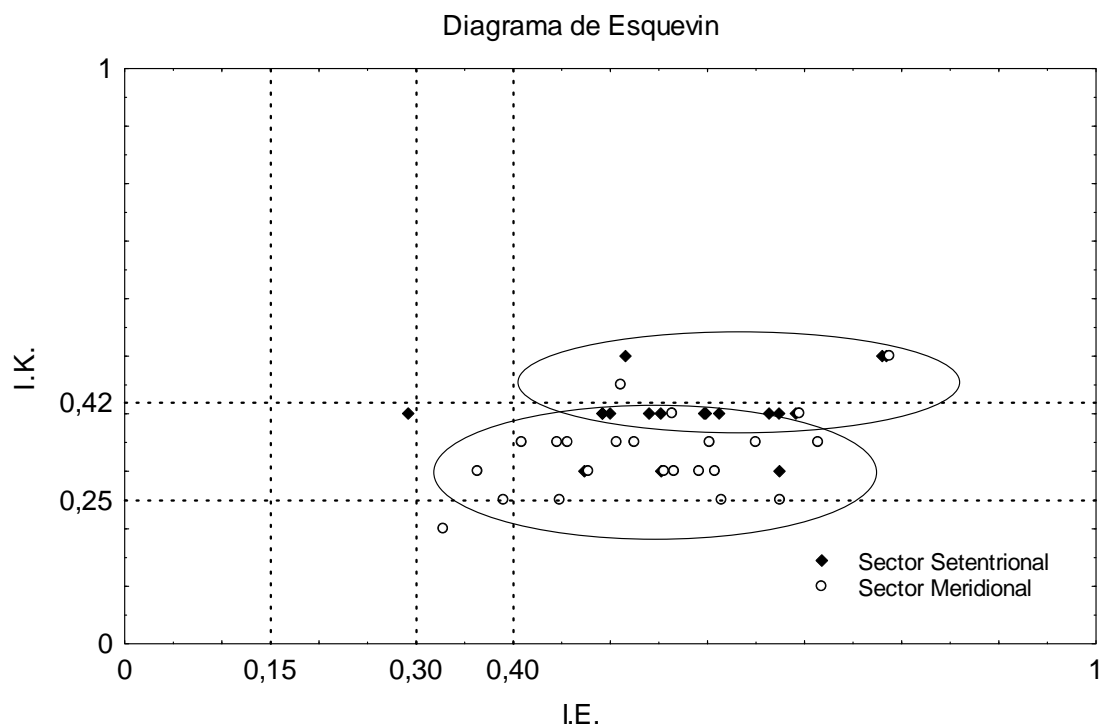


Figura IV.159 — Diagrama de Esquevin com projecção do Índice de Esquevin (*I.E.*) e de Kubler (*I.K.*) das ilites identificadas nos sedimentos de duna, sendo visível a diferenciação os campos preferenciais de distribuição dos índices ao sector setentrional e meridional.

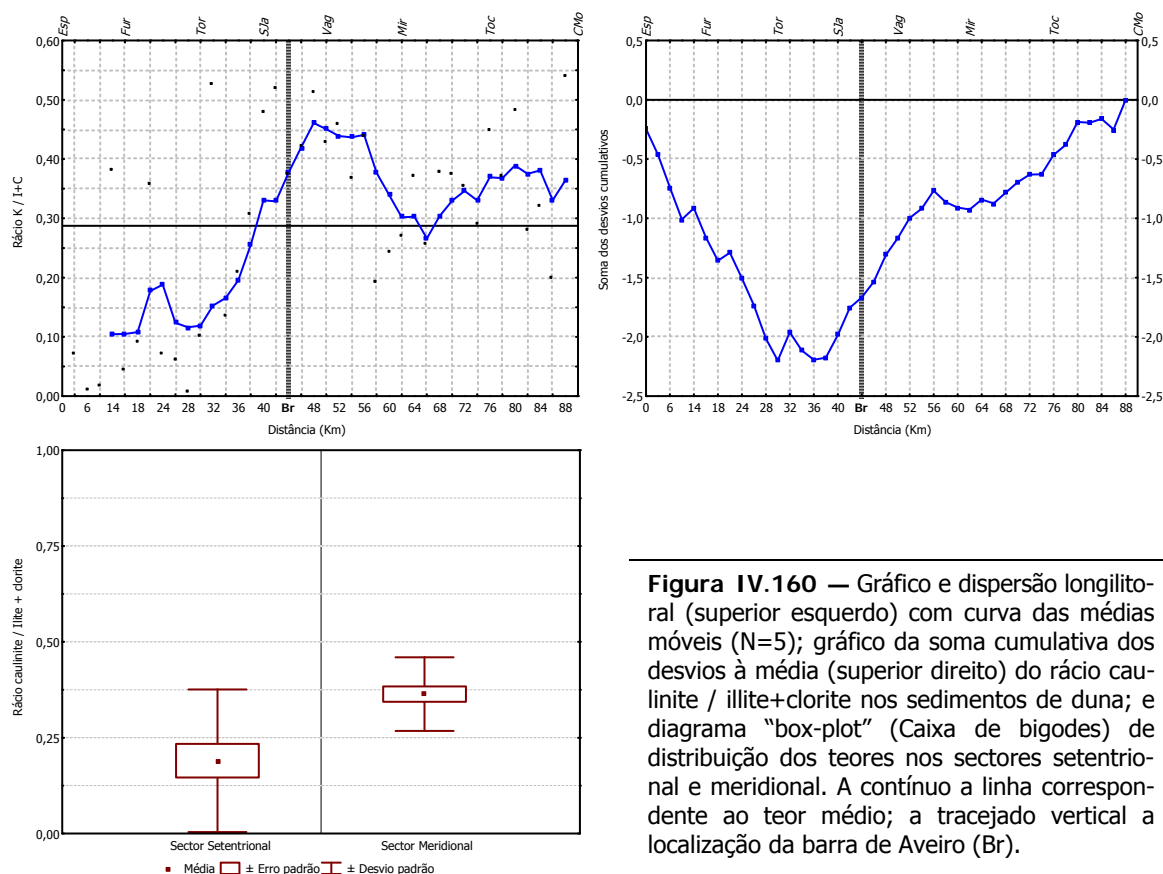


Figura IV.160 — Gráfico e dispersão longilitoral (superior esquerdo) com curva das médias móveis ($N=5$); gráfico da soma cumulativa dos desvios à média (superior direito) do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de duna; e diagrama "box-plot" (Caixa de bigodes) de distribuição dos teores nos sectores setentrional e meridional. A contínua a linha correspondente ao teor médio; a tracejado vertical a localização da barra de Aveiro (Br).

Tabela IV.51 — Resultados da aplicação do teste não-paramétrico *Kolmogorov-Smirnov* aos dados, tal qual, do rácio caulinite / illite+clorite nos sedimentos de duna do sector setentrional (S. Set.) e meridional (S. Mer.) ao paralelo Km42 (S. Jacinto). A **negrito** os resultados estatisticamente significativos para $p \leq 0,05$.

	Max Dif. Neg	Max Dif. Pos	p	S. Set. M	S. Mer. M	S. Set. Dpd	S. Mer. Dpd	S. Set. N	S. Mer. N
K / I+C	-0,611	0,068	p < .005	0,19	0,36	0,19	0,10	18	23

Análise Comparativa

O comportamento longilitoral da *I* nos *Sfp*, *SB* e *SD* segue padrão de distribuição de teores comum e que segue, *grasso modo*, o valor médio. Este padrão caracteriza-se pela tendência para o registo de teores ligeiramente superiores ao valor médio nas extremidades norte e sul dos sectores setentrional e meridional, respectivamente, com excepção dos *SB* na extremidade deste último sector. É igualmente identificável a ligeira tendência para os *Sfp* e *SB* registarem teores de *I* superiores à média regional na área central do litoral em estudo, isto é, entre o Km34 (*Torreira*) e o Km54 (*Mira*), denunciando, tal como nas extremidades dos sectores atrás considerados, enriquecimento relativo destes sedimentos neste mineral argiloso.

A análise comparativa das curvas da *Sdc* e *Mm* respeitantes ao *I.E.* apontam para a

existência de um paralelismo no comportamento longilitoral dos depósitos amostrados, nomeadamente entre os sedimentos de face de praia e berma. Assim, constata-se que nas áreas mais setentrionais ocorrem os *I.E.* mais elevados, indicando predomínio de *I* com composição moscovítica, ao passo que nas áreas mais meridionais, isto é, para sul do Km42 (*S. Jacinto*) são registados índices mais baixos, que apontam para a presença de *I* com composição intermédia (fengítica). O comportamento longilitoral do *I.E.* nos *SD* é similar no sector setentrional, mas nas áreas meridionais o registo de *I* de composição intermédia não é tão nítido.

As curvas da *Sdc* e *Mm* sugerem também uma evolução longilitoral do *I.K.*. De facto, as referidas curvas sugerem a ocorrência dos índices mais elevados nas áreas mais setentrionais, ao passo que os índices mais baixos tendem a ocorrer nas áreas mais meridionais, em todos os depósitos amostrados. Ou seja, as *I* ocorrentes nas primeiras tendem a exibir cristalinidade mais baixa do que as ocorrentes nas segundas. Concretamente, as *I* das áreas setentrionais tendem a apresentar uma cristalinidade média a baixa ao passo que as identificadas nas áreas mais meridionais tendem a apresentar uma cristalinidade média a alta. Convém sublinhar o registo consistente nas imediações do *Cabo Mondego* de *I* com cristalinidade média a baixa.

Os *I*₁₀₋₁₄, tal como a *I*, observam comportamentos longilitorais distintos nos depósitos amostrados, sendo, no entanto, observável o aumento de complexidade desse mesmo comportamento no transito da face de praia para duna, à semelhança, aliás, do que já vinha sendo registado com a *I*. Nos depósitos de face de praia são identificáveis duas tendências opostas consistentes, a conjugarem-se em torno da área envolvente do Km42 (*S. Jacinto*), que só muito parcialmente encontram correspondência nos restantes depósitos. Não obstante, no sector meridional é visível, ainda que menos nos depósitos de berma e de duna, a tendência para a ocorrência neste sector de teores superiores ao respectiva média regional, como fazem notar a respectivas curvas de *Sdc* e *Mm*. Tal traduz a tendência longilitoral para o enriquecimentos dos sedimentos amostrados em *I*₁₀₋₁₄, que, face à expressão e consistência espacial longilitoral, deve reflectir factores de ordem regional.

A *K* apresenta também um comportamento diverso nos diferentes depósitos amostrados. Os padrões de variação longilitoral que caracterizam os sedimentos de duna percorre nos sectores setentrional e meridional não encontram correspondência nos demais depósitos, de face de praia e berma. Tais tendências apontam para a ocorrência nas dunas de teores inferiores valor médio a norte do Km34 (*Torreira – S. Jacinto*) e superiores para sul do mesmo paralelo, sugerindo o enriquecimento relativo dos *SD* em *K* na mesma direcção. A curva da *Sdc*, bem como a curva das *Mm*, dos depósitos de face de praia e berma, somente entre o Km36 (*Torreira – S. Jacinto*) e o Km50 (*Vagueira*) registam alguma concordância com a identificada nos depósitos de duna, ao apontar para enriquecimento relativo dos sedimentos em *K*. Para sul, os teores são

razoavelmente constantes e acompanham o teor médio nos depósitos de face de praia, ou são essencialmente inferiores nos depósitos de berma, indicando uma situação de empobrecimento relativo em *K*. A norte do Km36 o comportamento longilitoral da *K* nos depósitos de face de praia é marcado pela tendência geral de diminuição com a aproximação a este paralelo, configurando um registo de empobrecimento relativo, enquanto nos depósitos de berma é de acompanhamento do valor médio. Apesar do comportamento longilitoral diverso da *K* nos *SFp*, *SB* e *SD* podemos, no entanto, concluir que é marcado por enriquecimento relativo de *K* na área envolvente do Km42 (*S. Jacinto*).

Embora a curva de *Mm* da cristalinidade da *K* nos depósitos amostrados apontar para ordenamento esturtural essencialmente intermédio, as respectivas curvas da *Sdc* sugerem a existência de uma evolução longilitoral da mesma. Nos depósitos de face de praia e berma, as referidas curvas indiciam o predomínio nas áreas setentrionais dos índices próprios de cristalinidade média a baixa, enquanto que as áreas meridionais registam o predomínio de índices próprios de cristalinidade média a alta. Já a evolução longilitoral dos índices de cristalinidade da *K* não se afasta do valor médio, correspondendo a uma cristalinidade média, com o registo de índices característicos de cristalinidade média a alta no extremo setentrional e média a baixa na área envolvente do Km42.

Entre os minerais argilosos acessórios é possível identificar algumas similitudes de comportamento. A *C* apresenta uma distribuição longilitoral idêntica nos depósitos de face de praia e duna, com a respeitante aos depósitos de berma a exibir semelhança apenas parcial. O comportamento da curva da *Sdc* e *Mm* dos depósitos de face de praia e duna sugerem na zona a norte do Km36 (*Torreira - S. Jacinto*) o predomínio de teores de *C* superiores ao respectiva média regional, o que sucede também nos depósitos de berma, mas circunscrito ao trecho, mais pequeno, limitado a sul pelo Km24 (*Furadouro - Torreira*). Os depósitos de face de praia e duna observam pois em quase toda a extensão do sector setentrional, um enriquecimento relativo em *C*, o que se observa apenas parcialmente nos depósitos de berma. Para sul do Km36, quer os depósitos de face de praia quer os depósitos de duna registam, conforme se conclui das respectivas curvas de *Sdc* e *Mm*, tendência para os teores serem inferiores ao valor médio. Ou seja, os respectivos sedimentos verificam um empobrecimento relativo em *C* para sul do paralelo mencionado. Os depósitos de berma até ao Km54 (*Areão*) observam esta mesma tendência. Contudo, para sul deste paralelo a curva da *Sdc* e *Mm* sugere um enriquecimento relativo dos sedimentos em *C*, que é igualmente identificável, ainda que tenuemente, nos outros depósitos considerados.

Contrariamente à *C*, o comportamento longilitoral do interestratificado *K/S* apresenta algum paralelismo nos depósitos amostrados. Até à região do Km42 (*S. Jacinto - Barra*), e com

excepção do trecho a norte do Km14 (*Furadouro*), os depósitos de face de praia são relativamente empobrecidos neste interestratificado. Os troços que se estendem para sul observa-se agora o predomínio de teores superiores ao valor médio, indicando o enriquecimento relativo dos sedimentos em K/S , que tende depois a atenuar-se (menos claramente nos depósitos de berma) para jusante de Km66 (*Mira – Tocha*). Em resumo, pode-se afirmar que os sedimentos dos depósitos amostrados observam um enriquecimento relativo, descontínuo, em K/S das áreas meridionais para as setentrionais.

No que respeita aos minerais argilosos com presença traço, destaca-se o carácter localizado dos registos mais expressivos de I/C , contrariamente à S , cuja expressão longilitoral tende a abranger todo o litoral em estudo observando localmente enriquecimentos relativos, que se manifestam de modo mais expressivo no sector que se desenvolve para sul do Km42, em todos os ambientes estudados: face de praia, berma e duna.

O rácio $K/(I+C)$ mostra que é no sector setentrional, concretamente a norte da área envolvente do Km34 (*S. Jacinto*) que predominam teores inferiores aos valores médios em todos os depósitos amostrados, ainda que tal não seja tão notório nos depósitos de berma. Para sul do Km50 o valor deste rácio retoma valores sucessivamente decrescentes, indicando a perda do peso relativo da K relativamente aos outros minerais argilosos. O rácio $K/(I+C)$ mostra a existência de um enriquecimento dos sedimentos em K relativamente à I e C no trecho compreendido entre o Km42 (*S. Jacinto*) e 50 (*Vagueira*), diminuindo para sul.

V – Interpretação ambiental. Análise de Proveniência e Dispersão

V 1 — Considerações Gerais

A margem Oeste da Península Ibérica contém uma plataforma continental estreita (largura média de 30 km) com declive acentuado, fortemente influenciada, no que respeita à massa de água, pelo *upwelling* sazonal, *downwelling*, pelos *inputs* de água e sedimentos fluviais, correntes de declive e circulação linear conduzida nos canhões submarinos. As estes elementos há ainda que acrescentar as correntes oscilatórias induzidas pela propagação da maré e, mais perto da linha de costa, ganham importância especial as correntes associadas à presença de ondas de vento. Todos estes elementos detêm potencial de fornecimento de partículas finas ou de redistribuição dessas mesmas partículas nos domínios oceânicos e litoral. No domínio litoral as ondas predominam enquanto agentes de (re)mobilização sedimentar, dispersão e deposição, excepto na vizinhança de embocaduras de maré, eventualmente associados a fozes fluviais.

Segundo Achab et al. (1998, cit. in Achab, 2000) a fracção silto-argilosa incorporada nos sedimentos do meio marinho resulta de acções erosivas ocorrentes em ambientes continentais, mas também marinhos, estuarinos e lagunares. A erosão e mobilização consequente, afecta pois as formações que afloram no continente, nas zonas costeiras e de transição, e nos fundos oceânicos. Acresce os "*inputs*" sedimentares injectados pelos rios directamente nos oceanos, e elaborados nas bacias hidrográficas intersectadas; a acção da escorrência superficial nos sapais e as correntes de maré, que remobilizam sedimentos temporariamente despositados nos fundos subtidais e intertidais e bacias confinadas. Uma vez incorporados na coluna de água o seu transporte para as zonas de maior exposição, nomeadamente de mar aberto, pode fazer-se através da acção das correntes vazante.

Einsele (1996) refere que nas zonas costeiras abertas, fortemente influenciadas pela acção da ondulação e correntes marinhas, os sedimentos grosseiros transportados pelos rios são armazenados, parcial e intermitentemente, ao longo da costa (ex.: frentes de delta, estuários, praias abrigadas, plataforma próxima e dunas costeiras frontais). Os sedimentos mais finos (silte e argila) usualmente atingem a plataforma média e externa e as águas mais profundas, enquanto os sedimentos mais grosseiros permanecem nas imediações das fozes dos rios e nas praia vizinhas, podendo as areias ser transportadas para o largo, até à profundidade da cunha de fecho litoral, para a costa ou ao longo da costa, a favor da corrente de deriva residual.

Para Wright (1977) nas embocaduras dos rios o balanço entre dispersão e acumulação de

sedimentos (finos e grosseiros) é determinado por processos induzidos pela maré e pela ondulação e também pela inércia da corrente fluvial (*outflow*), pelos processos de turbulência na desembocadura fluvial, em resultado do atrito de fundo, e pela flutuabilidade da intensidade corrente fluvial. Segundo o mesmo autor o papel desempenhado por cada uma das condicionantes depende, por sua vez, de factores como sejam: o caudal de descarga e a velocidade de fluxo; a profundidade e morfologia da desembocadura do rio no oceano; a carga sedimentar transportada e sua granulometria; e o contraste de densidades entre as águas dos rios e dos oceanos. Refere o mesmo autor que os processos ocorrentes na interface rio-oceano, que resultam da interacção entre ambos os meios, determina o modo como os fluxos da desembocaduras dos rios se dispersam, desaceleram e depositam a carga sedimentar.

Do que atrás se expôs, verifica-se que os processos de dispersão da carga sólida em suspensão e deposição na plataforma continental interna e zona costeira são complexos e dependentes de um grande número de variáveis, algumas interactivas. No caso do litoral em estudo, as fontes exteriores mais importantes associam-se aos sistemas de drenagem das bacias hidrográficas do Douro e do Vouga e às formações sedimentares expostas à erosão costeira. Os contributos biogénicos são minoritários, embora presentes. Das numerosas variáveis que controlam a dispersão dos sedimentos, a actividade dinâmica das ondas e respectiva capacidade de segregação textural devem ser factores de primeira importância.

A granulometria e composição mineralógica dos sedimentos transportados em suspensão da margem terrestre para a zona costeira pode sofrer alteração apreciáveis em resultado de processos electroquímicos de aglutinação de partículas suspensas ou desintegração de agregados poli-granulares. Se estes processos operarem num depósito costeiro (ex.: estuários e laguna) pode levar a diferenças entre espectros granulométricos e mineralógicos debitados do continente e recebidos no domínio marinho.

Na verdade, nas águas doces as partículas mais finas, transportadas em suspensão, não tendem a flocular, comportando-se de modo solidário com a massa de água. Contudo, em ambientes de transição com o meio marinho (ex.: estuários e lagunas) a influência da salinidade, bem como da concentração de partículas em suspensão (Gibbs, 1977; Migniot, 1968), desencadeia processos físicos de floculação, conduzindo, mesmo em ambientes de baixa concentração salina (Gibbs, 1983), à aceleração da velocidade de sedimentação (Migniot, 1968; Mehta, 1989), levando a que nem toda a carga sedimentar transportada venha a ser incorporada na corrente de deriva litoral.

Teisson et al. (1993) referem que os flocos podem adquirir dimensões e velocidades de sedimentação várias ordens de magnitude superiores às dimensões e velocidades de sedimenta-

ção das partículas individuais, referindo a flocculação salina, a agregação orgânica, a bioflocculação e a peletização como mecanismos responsáveis pela agregação de partículas sedimentares e perturbação da distribuição dimensional da carga em suspensão.

Santos et al. (2000), no estudo dos intercâmbios sedimentares entre o estuário do Guadiana e a plataforma interna adjacente, verificaram que cerca 90-99% da matéria particulada em suspensão (MPS) era retida no estuário, por flocculação. O mesmo autor verificou que a maior turbidez se verificava junto à camada do fundo marinho, enquanto no estuário a maior parte do fluxo de MPS ocorria a meio da coluna de água, o que atribuíram à diminuição da velocidade de corrente na embocadura do rio.

Segundo Oliveira et al. (1995) o acarreo sedimentar debitado na plataforma continental a norte de Espinho é constituído principalmente por silte e argila, ou seja por partículas de granulometria inferior 63µm, que são responsáveis, segundo Drago et al. (1995), pela formação do complexo silto-argiloso situado a oeste da foz do rio Douro. Segundo os mesmos autores, para a alimentação do referido complexo contribuem de modo directo as plumas túrbidas e de modo indirecto os sedimentos remobilizados dos depósitos formados temporariamente na zona litoral ou na plataforma interna durante períodos de agitação menos intensa, predominantemente no Verão.

Mas antes de atingirem a plataforma os sedimentos transportados em suspensão nos rios e estuários dispersam-se pela superfície e pelo fundo através das camadas nefelóides.

Oliveira et al. (1994) verificaram que no estuário do Cavado as plumas túrbidas de superfície são mais intensas no Verão enquanto as do fundo são mais intensas no Inverno, dependendo a sua presença e expressão da maré, do débito fluvial e dos processos de re-suspensão. Os mesmos autores verificaram que os sedimentos destas plumas com a dimensão inferior 63µm correspondem a cerca de 20% do material em suspensão, sendo 30-50% constituído por silte grosseiro (63-15µm) e 40-80% por silte fino e argila no Inverno, valores que diminuem para 30-65% no Verão.

Reportando a variação sazonal do caudal fluvial e o comportamento das plumas túrbidas associadas aos rios a norte do rio Douro (inclusive), o maior fornecedor de sedimentos da Plataforma NW Ibérica (Oliveira et al., 2002a; Oliveira et al., 2002b; Drago et al., 1998) verificaram ser baixo o caudal e reduzida a influência das plumas túrbidas nas águas costeiras no Verão (Setembro 1990), enquanto no Inverno (Março 1991) se apresentam mais desenvolvidas. Nestas condições encontraram suspensões com máximas concentrações na pluma do Douro e teores de silte e argila superiores a 77%, com uma granulometria média de 7µm a 22µm.

Este domínio dos sedimentos silto-argilosos, concretamente a norte do paralelo 41º

(Depósito silto-argiloso do Douro), parece revelar controlo das litologias, atravessada pela rede fluvial sobre a dimensão dos sedimentos transportados para a margem continental em suspensão, como constatou Silva (1971). Assim, para os rios cujo percurso e bacia se desenvolve em terrenos de xistos de grão fino (Sabor, Távora, Paiva, Corgo, Tua) o diâmetro das partículas é menor do que nos casos de o atravessamento de granitos (Tâmega e Coa), expressando, assim, a maior ou menor facilidade de resistência ao desgaste e à meteorização química dos afloramentos expostos.

Portela & Freire (2000), em estudo experimental da velocidade de queda de sedimentos finos ($<63\mu\text{m}$) recolhidos no estuário do Tejo, essencialmente constituídos por silte, constataram que a sedimentação de uma fracção arenosa adicionada previamente ao material mais fino se completava rapidamente sem interferência aparente na sedimentação da fracção fina. Sugeriram também a existência de uma relação directa entre a velocidade de queda e a concentração do sedimento em suspensão, apesar do conjunto dos ensaios efectuados não a sustentarem cabalmente. Para os mesmos autores, a velocidade de queda é determinada principalmente pelo diâmetro e densidade das partículas.

Wolanski & Gibbs (1995) referem que o aprisionamento selectivo das partículas de argila nos estuários resulta de um processo contínuo de formação e destruição de flocos durante o ciclo de maré. Os flocos mais robustos contêm a maior parte das argilas, sendo estes os que oferecem maior resistência à destruição pelas correntes de maré e que apresentam maiores velocidades de sedimentação, ocorrendo, por isso, junto ao fundo. Acrescenta ainda o mesmo autor que estes flocos são selectivamente transportados para jusante por advecção. Já os flocos que contêm mais silte são estruturalmente mais frágeis e rapidamente destruídos por turbulência. Quando tal acontece, a dimensão do floco diminui, o que se traduz numa menor velocidade de sedimentação, levando a que os pequenos flocos e as partículas de silte se dispersem uniformemente na coluna de água, sendo, por isso, menos afectados pela circulação baroclínica de maré. Os resultados obtidos pelos mesmos autores conduzem à conclusão de que as partículas de silte tendem a ser injectadas no oceano devido à menor capacidade de aprisionamento no meio estuarino, enquanto as partículas de argila são ali preferencialmente retidas.

No contexto do uso dos minerais argilosos como indicadores paleo-climáticos, Inglès et al. (1995) chamam a atenção que o transporte, assim como as modificações pós-deposicionais, podem modificar a associação mineralógica original, dificultando a identificação da fonte de proveniência dos sedimentos. Também a este respeito, Thiry (1998, 2000) refere que os processos de erosão e de transporte podem camuflar as associações mineralógicas características de um solo em equilíbrio com o clima dominante, nomeadamente devido à mistura dos horizontes com diferentes graus de maturidade de um mesmo solo e dos solos que provêm da mesma litologia,

bem como da erosão do próprio soco rochoso. Singer (1984) vai mais longe, ao afirmar que a análise mineralógica da fracção fina nos sedimentos amostrados tem de atender ao controlo da intensidade e direcção das correntes, pela variação sazonal das condições meteorológicas e pelo regime oceânico, como sejam os períodos de descarga máxima dos rios, as tempestades de Inverno, o *upwelling* de verão e pela circulação estuarina. Conclui o mesmo autor que todos estes factores contribuem para a complexidade da dispersão dos minerais argilosos e para o camuflar das relações observadas na área fonte entre os minerais argilosos, tornando, deste modo, difícil a sua identificação.

Vários são, assim, os processos que podem interferir nas características granulométricas e mineralógicas dos sedimentos disponibilizados pela área fonte, levando à sua diluição e/ou extinção no depósito final. Designadamente, a litologia dominante na área fonte; os processos electroquímicos relacionados com a floculação nos ambientes de transição com o meio marinho; o comportamento das plúmulas túrbidas e variação sazonal; as modificações pós-deposicionais; e a variação sazonal das condições meteorológicas e do regime oceânico.

V 2 — Interpretação ambiental e análise de proveniência e dispersão

Com o intuito de estabelecer relações de proveniência dos sedimentos amostrados nos depósitos de praia e duna, procedeu-se à pesquisa de trabalhos que se debruçassem sobre o estudo da mineralogia da fracção inferior a 63µm e a 2µm de sedimentos de fontes plausíveis no fornecimento dos depósitos estudados no presente estudo.

Neste sentido, partiu-se do princípio que as fontes plausíveis seriam:

- i. as bacias hidrográficas que drenam para o litoral em estudo — bacia do Douro e do Vouga;
- ii. os ambientes de transição fluvial-marinho, concretamente o estuário do Douro e laguna de Aveiro;
- iii. a plataforma continental interna;
- iv. e as formações sedimentares sujeitas à erosão marinha, designadamente entre Espinho e Furadouro.

Considerando as fontes atrás discriminadas, constatou-se que a mineralogia da fracção silto-argilosa dos sedimentos de praia e duna, estudados neste trabalho, é similar à identificada por outros autores e cujos estudos estão reunidos na Tabela V.1.

As similaridades encontradas sustentam a assunção, *a priori*, das quadro das fontes de proveniência dos sedimentos que integram os depósitos de praia e de duna estudados.

Tabela V.1 — Quadro resumo das fontes sedimentares consideradas na análise de proveniência e trabalhos publicados com referência à mineralogia da fracção silto-argilosa.

Bacias hidrográficas	Bacia do Douro	Solos	Vieira e Silva (1983); Sequeira Braga et al. (2002); Begonha & Sequeira Braga (2002)
	Bacia do Vouga	Solos	Pereira (1989)
		Formações do Jurássico, Cretácico e Terciário	Rocha & Gomes (1988, 1989a, 1989b, 1992b, 1999); Gomes et al. (1994)
		Sedimentos superficiais e sub-superficiais (testemunho de sondagem)	Rocha (1993); Rocha et al. (2000); Gomes & Delgado (1991); Gomes et al. (1994)
Ambiente fluvial	Rio Douro	Sedimentos	Araújo et al. (2000)
Ambiente de transição fluvial-marinho	Estuário do Douro	Testemunhos de sondagem	Drago et al. (2002); Rocha et al. (2003)
		Sedimentos	Braga et al. (2002)
	Laguna de Aveiro	Sedimentos de afluentes	Gomes (1987); Abrantes et al. (2002); Abrantes et al. (2003)
		Sedimentos superficiais	Rocha et al. (2000)
Plataforma continental	Plataforma litoral da região do Porto	Depósitos	Araújo (1993)
	Plataforma do Douro	Depósitos de cobertura	Oliveira (2001); Oliveira et al. (1995, 2002a, 2003b); Drago (1995); Drago et al. (1995); Rocha & Drago (2000)
	Plataforma a norte Espinho	Matéria Particulada em Suspensão (MPS)	Oliveira et al. (1995, 2002b); Oliveira (2001)
	Plataforma a norte de Aveiro	Sedimentos	Abrantes et al. (2000)
	Cordão litoral entre Paramos e Maceda	Formações arenosas	Rocha et al. (1999); Machado et al. (1995, 1996); Silva et al. (1997)
Erosão	Cordão litoral entre Fura-douro e Torreira	Níveis lodosos	Bernardes et al. (2003)

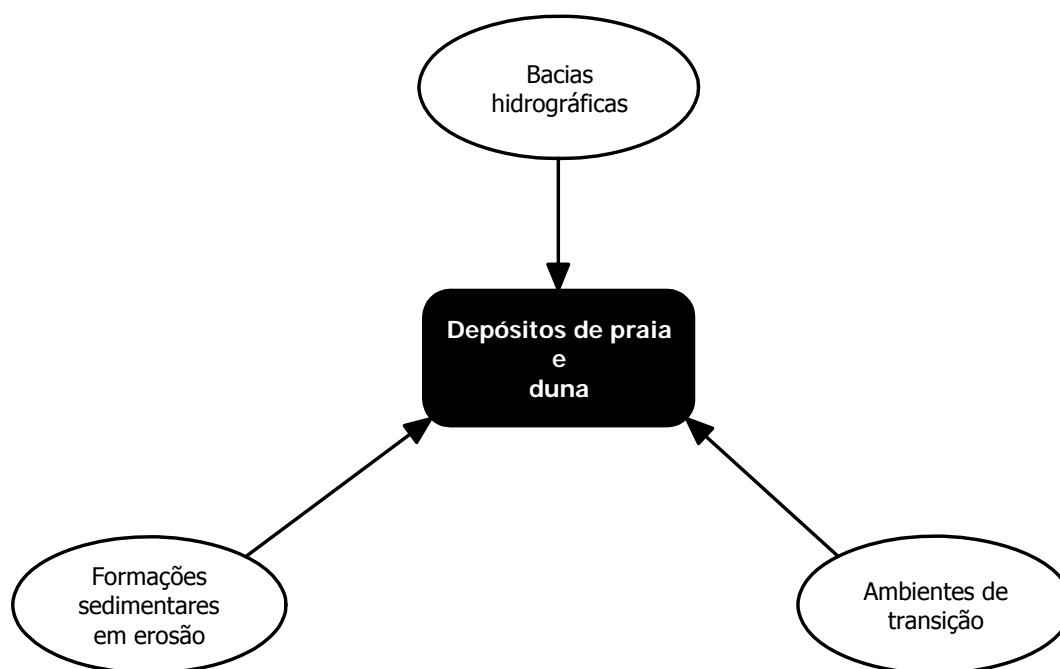


Figura V.1 — Diagrama conceptual das fontes de proveniência dos sedimentos dos depósitos praia (face de praia e berma) e duna.

Nesse quadro, a plataforma próxima terá uma importância menor como fornecedora de sedimentos, porquanto o transporte das partículas mais finas remobilizadas da plataforma média, durante os grandes temporais, ocorre para o largo (Abrantes & Magalhães, 2000) e para norte, em conjugação com *downwelling* (Vitorino et al., 2000). Os eventos tempestivos associados a *upwelling*, embora com reduzida frequência, podem proporcionar, por outro lado, transporte para a costa, e para sul, (Vitorino et al., op cit.).

Na verdade, a identificação de cocólitos nos sedimentos de praia e de duna, cujo registo resultará do movimento da massa de água para terra durante os temporais, sugere o papel de fornecedor sedimentar da plataforma média.

Em esfregaços da fracção silto-argilosa, seguindo a metodologia proposta por Mário Cachão (não publicado; *vide* Capítulo III — Métodos), foram reconhecidos um número significativo cocolitóferos de espécies típicas de influência marinha nos mesmos sedimentos, entre outras de *Gephyrocapsa oceanica* e *Syracosphaera* spp (Figura V.2 e V.3; Tabela V.2), sustentando, assim, a eventual origem biogénica da calcite.

O registo destas espécies de cocolitóferos, identificadoras de zonas de *upwelling* em águas costeiras, como sucede em Portugal, com a ocorrência da *Syracosphaera* spp. a marcar os períodos de Inverno, levam a supor a influência da mineralogia dos sedimentos de fundo e/ou suspen-

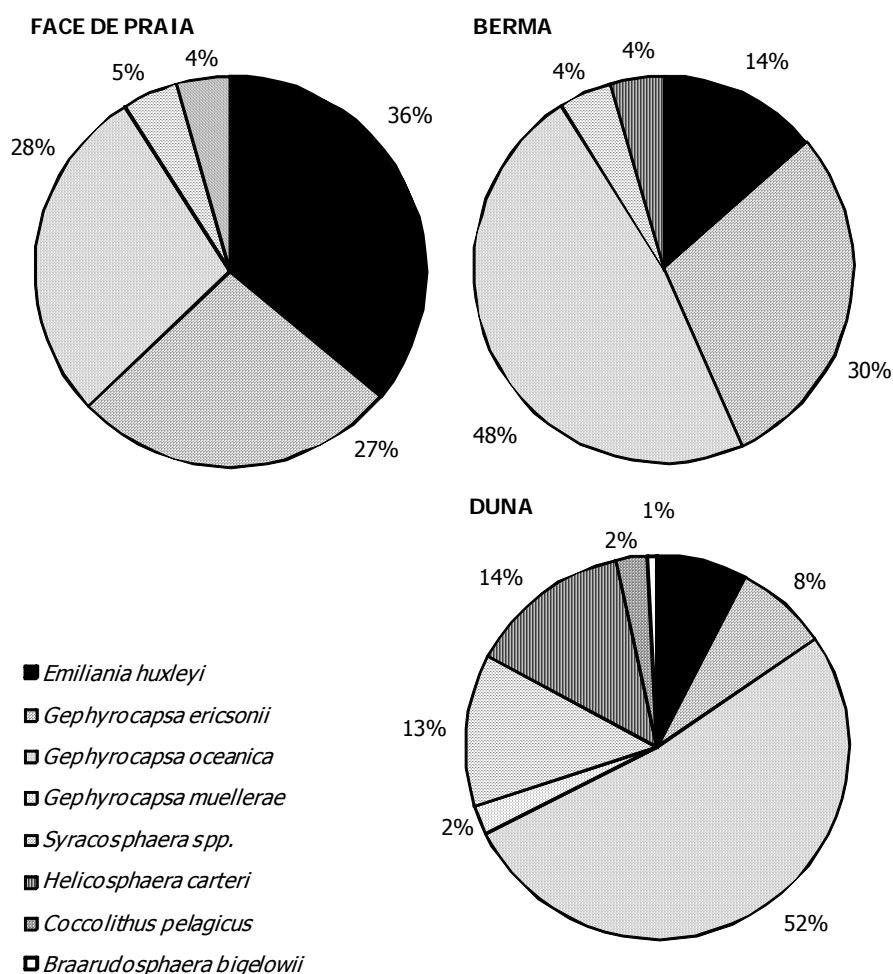


Figura V.2 — Gráficos circulares de quantificação (%) das espécies de cocólitos identificadas nos sedimentos de duna, berma e face de praia com base no índice proposto por Mário Cachão (não publicado; *vide* Capítulo III — Métodos).

Tabela V.2 — Resultados percentuais da quantificação dos das espécies de cocólitos identificadas nos sedimentos de duna, berma e face de praia com base no índice proposto por Mário Cachão (não publicado; *vide* Capítulo III — Métodos).

	Face	Berma	Duna
<i>Emiliana huxleyi</i>	36%	14%	8%
<i>Gephyrocapsa ericsonii</i>	27%	30%	8%
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>	28%	48%	52%
<i>Gephyrocapsa muelleriae</i>	-	-	3%
<i>Syracosphaera spp.</i>	4%	5%	13%
<i>Helicosphaera carteri</i>	-	5%	14%
<i>Coccolithus pelagicus</i>	-	-	3%
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	-	-	1%
<i>Indeferenciados</i>	4%	-	-

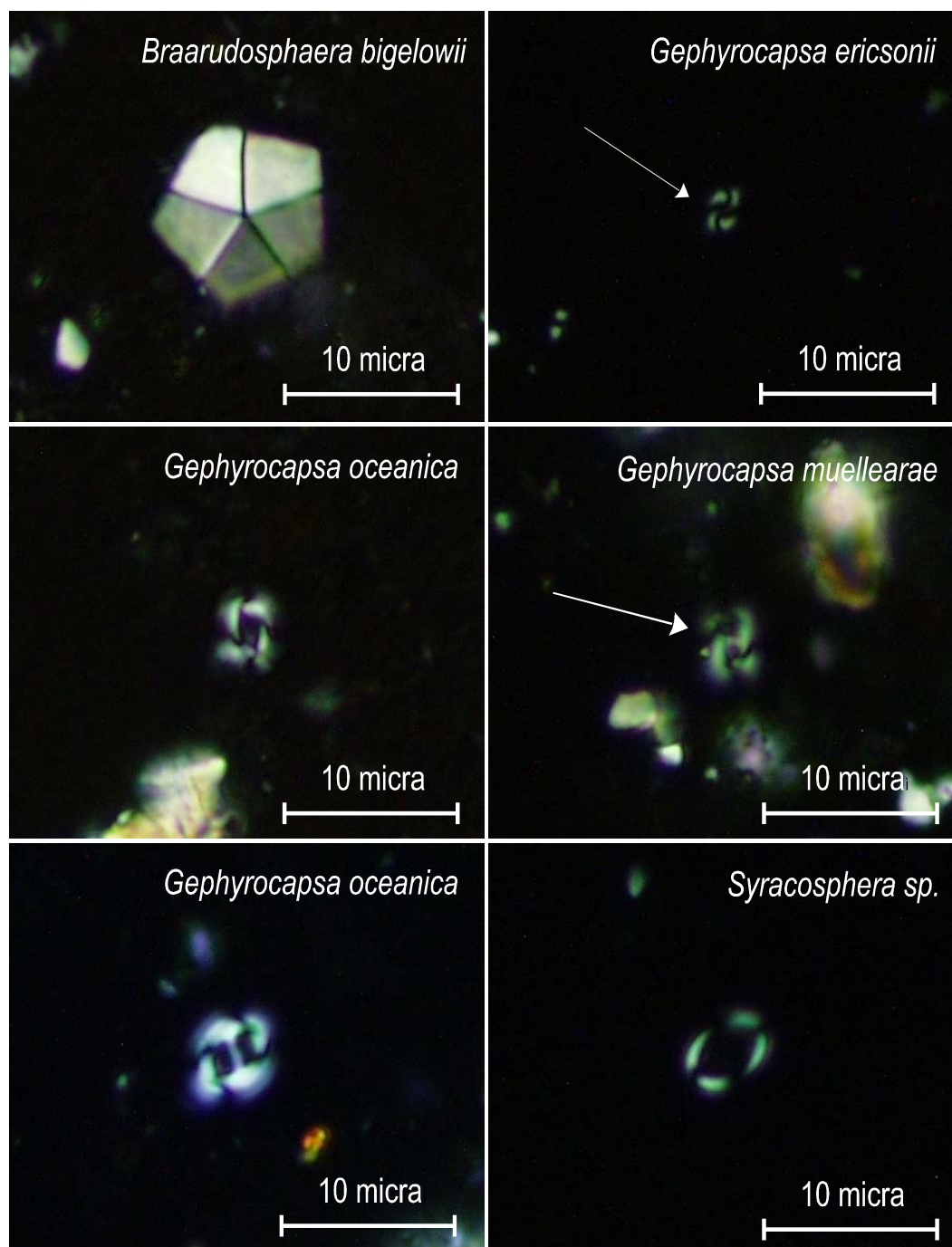


Figura V.3 — Fotografias de microscópio electrónico de exemplares das espécies identificadas nos sedimentos de face de praia, berma e duna amostrados.

são da plataforma continental adjacente na dos sedimentos de praia e duna, parecendo confirmar o transporte para a costa aquando da ocorrência de eventos tempestivos e *upwelling* (Vitorino et al., 2000).

Oliveira et al. (1995, 2002b) associaram a presença de opala na MPS da plataforma continental a norte de Espinho à componente biogénica, onde pontuam cocolitóferos, diatomáceas (com pouca relevância) e espículas de radiolários e foraminíferos. Já junto à foz do rio Douro os mesmos autores determinaram concentrações máximas de MPS na circulação de fundo, com uma componente biogénica, quase insignificante, constituída por cocólitos e diatomáceas (Oliveira et al., 2002b).

Contudo, é de supor que a plataforma continental próxima terá reduzida importância como fonte de proveniência dos sedimentos que integram os depósitos de face de praia, berma e duna, suposição que é reforçada pela ausência de outro sinal mineralógico que a marque. Partindo desta premissa, a plataforma continental foi excluída da análise de proveniência, feita neste estudo, como fonte sedimentar.

V 2.1 — Interpretação ambiental

Apesar de os ambientes de face de praia, berma e duna exibirem os mesmos espécimes minerais na constituição do cortejo mineralógico da fracção silto-argilosa obtida dos seus depósitos, alguns deles discriminam os ambientes amostrados.

O quartzo, os filossilicatos e os feldspatos (*FK* e *P*) figuram, no universo dos minerais identificados, como os minerais de proveniência detrítica com maior peso relativo nos sedimentos dos referidos ambientes. A representatividade individual de cada um destes minerais nos depósitos sedimentares amostrados (face de praia, berma e duna), é similar, embora os resultados do teste K-S (*vide* Capítulo IV) aponte para que seja significativa a diferença encontrada entre os teores de quartzo nos sedimentos de face de praia e berma, sendo o teor mais elevado nestes sedimentos do que naqueles.

A similariedade encontrada entre os teores dos minerais detríticos atrás mencionado aponta, deste modo, para a existência de trocas sedimentares, que deverão processar-se, predominantemente (?) para o interior, com a excepção dos troços submetidos à erosão costeira onde o transporte residual em direcção ao mar têm alguma expressão, como se demonstra mais à frente.

A ocorrência de teores ligeiramente mais elevados de quartzo nos sedimentos de berma poderá reflectir os mecanismos de deflação actuantes sobre a superfície da berma, que parecem privilegiar a remoção dos feldspatos (*lato sensu*) em detrimento do quartzo e dos filossilicatos. Na

verdade, tendo como referência os resultados da distribuição granulométrica de minerais em MPS obtidos por Chamley (1989) (Figura V.4), o quartzo exibe apetência pelos diâmetros granulométricos mais grosseiros, o que reduz a eficiência da remobilização eólica levando, assim, à sua concentração. Já o registo de teores mais elevados de filossilicatos ao nível do mesmo ambiente (berma) poderá ser explicado pelo eventual aprisionamento nos interstícios das partículas mais grosseiras, sendo, assim, suprimidos à remobilização eólica.

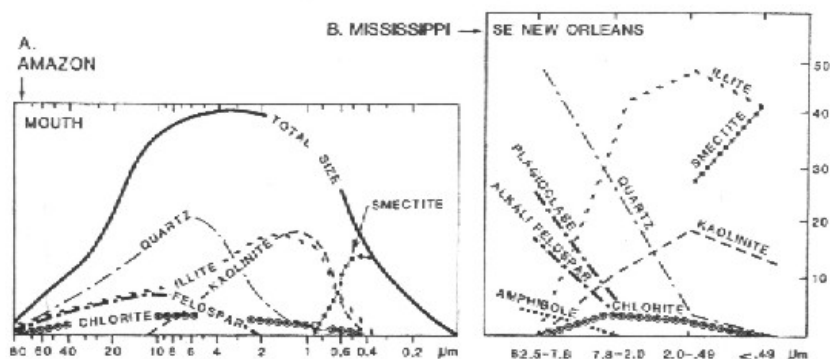


Figura V.4 — Distribuição granulométrica de minerais identificados na matéria particulada em suspensão do rio Amazonas e Mississippi (in Chamley, 1989).

Os carbonatos identificados exibem tendência, mais evidente na calcite, para aumentar o seu peso relativo da face de praia para a berma e desta para a duna, sendo as diferenças estatisticamente significativas, com excepção das verificadas entre os sedimentos de berma e duna. Ou seja, os sedimentos observam um enriquecimento relativo em carbonatos da face de praia para berma e desta para a duna, com concomitante diminuição do peso relativo dos minerais detríticos na mesma direcção - filossilicatos, quartzo e feldspatos. O rácio carbonatos/detríticos aumenta, assim, ao longo do perfil, da praia para a duna. Abrantes et al. (1994, 2000) verificaram a ocorrência dos rácios superiores de carbonatos/detríticos na plataforma externa e inferiores junto ao litoral (plataforma média e interna). Ou seja, segundo esses autores, a componente terrígena aumenta de importância sobre a carbonatada em direcção ao litoral, contrariamente ao que sucede nos depósitos emersos, onde os carbonatos tendem a aumentar o seu peso relativamente aos detríticos da face de praia para a duna.

Constata-se, no entanto, que nos sedimentos de berma os teores observam maior variabilidade, o que poderá exprimir a variação da proporcionalidade dos teores dos minerais que integram a MPS com a sazonalidade do regime de agitação que assiste à edificação da berma, tal como verificaram, ainda que noutro contexto (cobertura sedimentar da plataforma), Oliveira et al. (2003a) - 39% de calcite em clima de tempestade (Novembro) e *downwelling*; e 8% de calcite em regime de calmaria e *upwelling* (Maio). A maior variabilidade observada nos sedimentos de

berma poderá ser explicada pelo facto de condensarem nas suas características mineralógicas e texturais diferentes fases de acreção e de agradação que ocorrem sob regimes de agitação diferentes daqueles que se verificam no momento, que se reflectirão mais nas características mineralógicas e texturais dos sedimentos de face de praia.

Contrariamente aos carbonatos, a opala c/ct observa teores quase constantes ao longo do perfil praia-duna, com discreta tendência de incremento para os sedimentos de duna e a verificar maior variabilidade nos sedimentos de berma.

A anidrite exhibe uma expressividade nos sedimentos amostrados similar à registada pela calcite, dolomite e opala. Os teores em anidrite tendem a decrescer em direcção a terra, de modo mais acentuado, dos sedimentos de face de praia para os de duna, mas sem atingirem diferenças significativas entre si.

A siderite e a pirite, apesar de ocorrerem com registo vestigial, apresentam como característica comum a tendência para o incremento de representatividade dos sedimentos de face de praia para os de duna. Os teores de siderite nos sedimentos de face de praia e duna revelam mesmo expressividades significativamente diferentes. Contrária é a tendência dos zeólitos, com os teores registados na face de praia e berma a exhibir, igualmente, registos significativamente diferentes.

A variação transversal dos teores da ilite (face de praia → duna) aponta para a ausência de diferenças significativas, reforçando o carácter ubíquo deste filossilicato. Já os índices composicionais e cristalográficos de Esquevin e de Kubler, dão resultados diferentes que importa analisar.

A ausência de diferenças significativas entre as características composicionais das ilites de face de praia e de berma levam a concluir que não sofrem evolução pós-deposicional, o que é expectável face ao carácter recente daqueles depósitos e à dinâmica dos intercâmbios sedimentar existente entre esses domínios do perfil de praia. A cristalinidade das ilites identificadas em todos os depósitos litorais é intermédia. Porém, e embora dentro da classe intermédia, as dos sedimentos de berma exibem, de modo significativo, melhor organização estrutural que as de face de praia e duna. A tendência, significativa, de reforço do carácter moscovítico das ilites dos sedimentos dunares sugere que o tempo de residência dos sedimentos remobilizados da praia confinante para a duna permite modificações composicionais pós-deposicionais rápidas que privilegiam as ilites aluminosas em detrimento das ilites ferro-magnesianas.

Atendendo à interdependência sedimentar entre os depósitos de face de praia e berma, as diferenças significativas encontradas entre os valores dos índice de Kubler neste domínio só poderão ser explicadas pela coabitação de ilites com organizações estruturais diferentes. A melhoria

da organização estrutural das ilites dos depósitos de berma é atribuída à eventual variação sazonal das características mineralógicas das ilites em suspensão nas águas costeiras e/ou distribuição diferenciada na coluna de água. Oliveira (2001) verificou que na matéria particulada em suspensão da plataforma noroeste portuguesa, as ilites de fundo exibiam pior cristalinidade que as ocorrentes em suspensão — Figura V.9. Esta estratificação na coluna de água poderá explicar as diferenças cristalográficas atrás referidas, nomeadamente nos depósitos de berma mais setentrionais, sabendo que os fenómenos de galgamento, que assistem à edificação da berma, podem favorecer a integração das ilites em suspensão, justificando o predomínio das ilites com melhor cristalinidade nos seus sedimentos. Já a inferior cristalinidade das ilites dos sedimentos de duna podem revelar a ocorrência de processos pedogénicos incipientes (ex.: lixiviação) que se traduzem na degradação da sua organização estrutural.

Quando se compara o comportamento da caulinite ao longo do perfil praia-duna constata-se que os teores não são significativamente diferentes nas unidades morfológicas da praia. São, contudo, detentoras de significado as diferenças encontradas na comparação com os sedimentos de duna. O enriquecimento dos sedimentos de duna em caulinite indicia a ocorrência de processos pedogénicos incipientes nas formações dunares, favorecidos pela estabilidade relativamente aos agentes de modelação (ex.: vento), estabilidade que é determinada pela densidade de cobertura vegetal e máxima nas formações dunares que se estendem para sul de Mira, formações que foram classificadas como dunas estabilizadas, segundo o sistema de classificação desenvolvido Vidinha (1995) e Vidinha et al. (1997). De facto, estas formações dunares são as que registam os teores mais elevados de caulinite (Tabela V.3), levando, assim, a considerar este mineral argiloso como indicador de pedogénese.

A formação de interestratificados irregulares 10-14Å encontra-se associada a climas temperados (Gomes, 1986). São indicadores de transição das condições de meteorização física predominante para os de meteorização química (Chamley, 1986) e de alteração moderada da rocha

Tabela V.3 — Média e desvio padrão dos teores de caulinite nas tipologias dunares segundo Vidinha (1995) e Vidinha et al. (1997)

	M (%)	Dpd (%)
Superfície transgressiva	2,6	2,5
Transgressiva Tipo A	15,2	8,9
Monticulada Incipiente	18,4	0,0
Transgressiva Tipo B	20,0	9,5
Monticulada	20,2	6,7
Estabilizada	21,9	4,8

mãe, de acordo com Singer (1984). Nos depósitos litorais emersos exibem uma tendência para diminuir, de forma significativa, da praia, concretamente da berma, para os depósitos dunares em consequência da instabilidade estrutural e facilidade para separação dos tipos estruturais integrantes, permitindo mesmo distinguir os depósitos dunares dos demais face à diferença significativa de teores encontrada.

Os teores de clorite enquadram-se no intervalo determinado por Biscaye (1965) nos sedimentos recentes do Atlântico Norte - entre 5% e 9%. Tal como os interestratificados irregulares 10-14Å, a clorite tende, ainda que tenuemente, a diminuir a presença na direcção aos depósitos dunares, sendo, designadamente, significativa a diminuição observada dos depósitos berma para aqueles depósitos, o que poderá exprimir a sua instabilidade e, consequentemente, a tendência para a alteração, estimulada pelos incipientes processos pedogénicos que ocorrem nas formações dunares, que os teores mais elevados de caulinite parecem denunciar.

Os interestratificados irregulares caulinite/esmectite, ilite/clorite e também a esmectite identificados na fracção argilosa têm presença traço, sem que evidenciem uma tendência marcante de variação dos depósitos de face de praia para os de duna, com a eventual excepção dos interestratificados caulinite/esmectite cujo incremento se faz notar na mesma direcção. Estes indícios de incremento da caulinite/esmectite poderão reflectir eventuais processos pedogénicos ocorrentes nas formações dunares, como já foi sugerido por pela caulinite.

Em conclusão, alguns dos minerais identificados na fracção silto-argilosa possibilitam a discriminação entre os depósitos amostrados de face de praia, berma e duna. Entre a fracção mais grosseira (siltosa), o quartzo e a calcite são únicos minerais que demonstram essa capacidade discriminadora, designadamente entre os depósitos de face de praia e de berma. Comparativamente, na fracção argilosa os indicadores mineralógicos (minerais) passíveis de utilização como ferramenta discriminante são em maior número. Na verdade, a caulinite, os interestratificados irregulares 10-14Å, e com menor expressão a clorite, possibilitam a discriminação entre os depósitos amostrados, designadamente entre a praia e duna, onde a caulinite e os interestratificados irregulares 10-14Å observam os teores mais elevados e os mais baixos, respectivamente. Ainda no espectro dos minerais argilosos, a evolução da composição e da cristalinidade das ilites demonstram a mesma capacidade, designadamente entre os depósitos de duna e os de praia.

Assim, estes indicadores mineralógicos podem constituir uma ferramenta adicional às classicamente utilizadas em estudos de discriminação de ambientes litorais em sequências temporais (*cores*) — análise textural; análise morfológica; etc. —, partindo do princípio de que as características mineralógicas dos depósitos litorais, numa sequência temporal, foram igualmente influenciadas pelos mesmos processos e pelo mesmo contexto geológico, tal como se observa no pre-

sente — Principio das Causas Actuais.

V 2.2 — Análise de proveniência e dispersão

A presença de quartzo, assim como de feldspatos, na fracção fina ($<63\mu\text{m}$) dos sedimentos litorais estudados é indicador de fornecimento terrígeno (Kolla & Biscaye, 1977; Kolla et al., 1981), o que permite atribuir a proveniência dos sedimentos de praia e duna às litologias continentais que drenam para este sector costeiro, atestando, assim, a importância do contributo fluvial, principal meio de transferência de carga sólida em suspensão da massa terrestre para a zona costeira. Inferência similar é feita por Magalhães et al. (2000) com base no estudo da componente arenosa também terrígena de sedimentos litorais.

Kolla et al. (1981) associa a presença de quartzo nos sedimentos superficiais do Mar da Arábia aos granitos e gnaisses do Pré-câmbrico, entre outras rochas metamórficas. De facto, Begonha & Sequeira Braga (2002) registaram a sua presença em saprólitos resultantes da alteração de rochas graníticas (Granito do Porto), acompanhados por alguma mica não especificada, para além de outros produtos finais de alteração. Do mesmo modo, Araújo (1993) identificou na fracção $<63\mu\text{m}$ dos depósitos plio-pleistocénicos da plataforma litoral da região do Porto a presença de quartzo entre os minerais argilosos. Na caracterização mineralógica dos sedimentos transportados pelos afluentes do Minho, Lima, Cavado e Ave, a norte do paralelo 41° , bem como nos sedimentos do Douro, Araújo et al. (2000) indicam a presença, entre outros, de quartzo e filossilicatos, merecendo destaque o enriquecimento de feldspato relativamente aos restantes. O quartzo, a moscovite, o feldspato Ca-Na e as plagioclases sódicas foram também identificados por Oliveira et al. (1995) na matéria particulada suspensa (MPS) da plataforma continental a norte de Espinho, mineralogia que se encontra em conformidade com a identificada nos sedimentos silto-argilosos de praia e duna estudados neste trabalho.

Estes mesmos minerais foram identificados na fracção fina de outros materiais sedimentares com potencial de contribuir para o fornecimento sedimentar ao trecho em estudo, aflorantes, nomeadamente, nos sectores sujeitos a desmantelamento intenso por via da erosão costeira. No sector entre Paramos e S. Pedro de Maceda, Rocha et al. (1999) identificaram na fracção $<38\mu\text{m}$ dos níveis lutíticos de testemunhos de sondagem (obtidos na zona de Paramos, Cortegaça e S. Pedro de Maceda) minerais característicos como o quartzo, o feldspato potássico, a plagioclase e os filossilicatos. Na mesma área, concretamente entre Furadouro e Torreira, Bernardes et al. (2003) identificaram um grande predomínio de quartzo, feldspatos e filossilicatos na fracção $<63\mu\text{m}$ de níveis lodosos recobertos por, ou intercalados em, sequências arenosas que, segundo os mesmos autores, representam paleosolos ou depósitos interdunares acumulados em diferentes etapas da evolução de um sistema dunar antigo, hoje truncado pela erosão costeira.

Mais a sul no domínio da laguna de Aveiro, Rocha et al. (2000) reconheceram na fracção inferior a 63µm dos depósitos da planície intermareal inferior e zona submareal dos canais de Mira, Ílhavo e Ovar a presença dos mesmos minerais, entre outros não argilosos. O mesmo sucede na zona de confluência vizinha da embocadura da laguna, onde Abrantes et al. (2003) identificaram quartzo (*M* 20%), bem como feldspatos potássicos e plagioclases, mas estes já com teores inferiores (< 10%).

O quartzo, feldspatos potássicos e plagioclases podem, assim, ter proveniência em qualquer das fontes atrás enumeradas. É de supor, todavia, que a fonte determinante, ou mais importante, deverá estar relacionada com as formações graníticas e metamórficas que afloram nas bacias do Douro e do Vouga, o que determinaria e explicaria a tendência de evolução longilitoral observada. De facto, a interpretação dos coeficientes de correlação de Spearman (significativos) (Tabela V.4) e a evolução longilitoral do rácio detríticos finos/detríticos grosseiros sugerem que os teores dos filossilicatos e do feldspato potássico são condicionadas pela distância à extremidade norte do litoral em estudo (Espinho), e mais significativamente nos sedimentos de face de praia e duna, devendo a debilidade da correlação resultar de interferência provocada pelo *input* sedimentar proveniente de outras fontes secundárias cujo contributo se manifesta mais para sul, concretamente a erosão dunar e a bacia do Vouga, através da barra de Aveiro.

Tabela V.4 — Coeficientes de correlação de Spearman (R_s) entre teores e distância à extremidade norte do litoral compreendido entre Espinho e Cabo Mondego. A negrito e a sublinhado as correlações significativas para $p < 0,05$.

	Face de praia		Berma		Duna	
	R_s	p	R_s	p	R_s	p
<i>Fils</i>	-0,55	0,00	<u>-0,44</u>	0,00	<u>-0,33</u>	0,04
<i>Qz</i>	0,23	0,12	<u>0,31</u>	0,04	-0,14	0,39
<i>Fk</i>	0,60	0,00	<u>0,31</u>	0,05	0,55	0,00
<i>P</i>	<u>0,34</u>	0,02	<u>0,38</u>	0,01	0,02	0,91
<i>Op</i>	0,03	0,85	0,09	0,58	-0,06	0,70
<i>Ca</i>	<u>0,42</u>	0,00	<u>0,37</u>	0,02	<u>0,38</u>	0,01
<i>Do</i>	<u>0,42</u>	0,00	0,03	0,83	0,05	0,78
<i>An</i>	-0,70	0,00	-0,59	0,00	<u>-0,45</u>	0,00
<i>Ze</i>	-0,16	0,29	0,53	0,00	<u>0,32</u>	0,04
<i>Sy</i>	0,14	0,37	<u>-0,36</u>	0,02	<u>-0,43</u>	0,01
<i>Py</i>	<u>-0,29</u>	0,05	-0,14	0,36	-0,23	0,15
<i>FN / GR</i>	-0,57	0,00	<u>-0,49</u>	0,00	<u>-0,33</u>	0,03
<i>CRB / DTR</i>	<u>0,49</u>	0,00	0,23	0,13	0,29	0,06

Os valores do rácio quartzo *versus* mica+feldspatos (Índice de Maturidade - IM) ($IM < 1$) estão em conformidade com os determinados por Oliveira et al. (2000) na plataforma interna e embocaduras dos rios. A sua variação longilitoral (Figura V.5) permite, igualmente, pôr em evidência a influência das fontes sedimentares atrás mencionadas. Em particular, quando analisados os valores deste rácio nos sedimentos de berma, e partindo do princípio que as características mineralógicas pela perenidade e dinâmica que assiste à sua edificação, repercutem, mais do que a variabilidade sazonal, a sua assinatura mas inte-

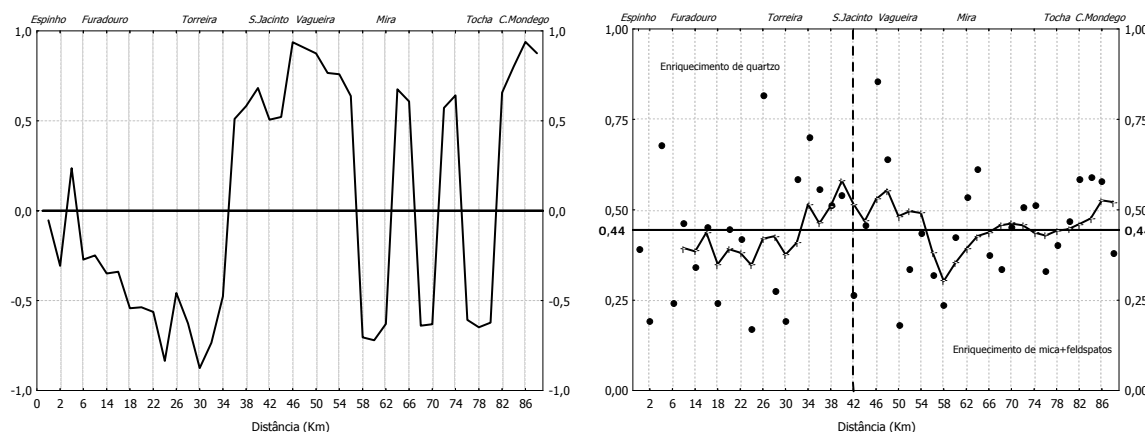


Figura V.5 — Variação longilitoral da soma dos desvios cumulativos à média (gráfico à esquerda) e dispersão longilitoral do rácio *Quartzo/IFeldspatos+Mica* nos sedimentos de berma com curva das médias móveis (N=5) (gráfico à direita). O tracejado vertical marca a localização da barra de Aveiro.

grada no tempo. O IM tende a aumentar desde a extremidade do sector setentrional (*Espinho*) até à descontinuidade que delimita a sul este sector (*barra da laguna de Aveiro*), o que resulta, de modo decisivo, da perda da influência da mica/ilite, que domina os filossilicatos, relativamente aos restantes detriticos que, como atrás se referiu, aumentam o seu peso relativo na mesma direcção, marcando, deste modo, o distanciamento à área fonte, que associamos à Bacia do Douro. Para sul da mesma descontinuidade o IM diminui, o que aponta para a introdução de feldspatos, atendendo à tendência longilitoral decrescente da mica/ilite nessa direcção.

Em jeito de conclusão, e no que respeita a este conjunto de minerais, a introdução de feldspatos no sistema litoral parece, deste modo, marcar a influência da Bacia do Vouga como segunda fonte sedimentar sempre subordinada à Bacia do Douro. Se considerarmos os volumes de carga sólida em suspensão determinados por Hidroprojecto (1981), Oliveira et al. (1982), Dias (1987), Magalhães (1999) e Teixeira (1994) - Tabela V.5.

A Bacia do Douro marca a sua influência com a introdução de filossilicatos na corrente de deriva litoral. É nesse sentido para que apontam as conclusões de Abrantes et al. (2000) no estudo dos sedimentos, essencialmente arenosos, depositados na plataforma norte de Aveiro, ao atribuir aos rios que drenam a norte a proveniência dos filossilicatos.

A mica/ilite apesar de dominar no cortejo mineralógico da MPS junto ao fundo dos canais que afluem à barra da laguna de Aveiro (Abrantes et al., 2003), parece não se repercutir significativamente nos sedimentos litorais. Eventualmente, devido ao aprisionamento preferencial no meio lagunar a que se referem Wolanski & Gibbs (1995), para onde são debitados directamente os sedimentos provenientes da bacia do Vouga, e à eventual tendência de dispersão preferencial para o largo em resposta a mecanismos de mobilização e sedimentação diferencial, tal como veri-

Tabela V.5 — Valores da carga sedimentar anual transportada no fundo e em suspensão ($\times 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ ano}$) pelos rios Douro e Vouga após construção das barragens, segundo diferentes autores.

		Douro	Vouga
Dias (1987) ¹	<i>Suspensão</i>	7778,1	—
	<i>Fundo</i>	760,4	—
	<i>Total</i>	8538,5	212,9
Magalhães (1999) ¹	<i>Suspensão</i>	1919,5	311,8
	<i>Fundo</i>	329,2	39,6
	<i>Total</i>	2248,7	351,0
Teixeira (1994)	<i>Suspensão</i>	—	—
	<i>Fundo</i>	—	—
	<i>Total</i>	—	240,0 ²
Hidroprojecto (1981); Oliveira et al. (1982) ³	<i>Suspensão</i>	—	—
	<i>Fundo</i>	—	—
	<i>Total</i>	9486,0	350

¹ Método de calculo: Langbein & Schumm (1958);² Carga sedimentar que aflui à laguna de Aveiro;³ Método de cálculo: Dubois, Meyer Peter-Muller, Einstein-Borwn, Engelund-Hansen.

ficado por Chamley (1971) que constatou a separação dos depósitos litorais com a deposição sucessiva em direcção ao oceano (largo) de quartzo, calcite, feldspatos e finalmente clorite e mica/ilite a maior profundidade.

Sobrepostas a estes padrões de natureza global, são identificadas perturbações de expressão local no valor do rácio quartzo/feldspatos+mica de norte para sul, que traduzirão a introdução pontual de feldspatos e mica, a partir de formações litorais antigas. Estas perturbações ocorrem, nomeadamente no sector setentrional entre os paralelos Km22-Km36 (*Furadouro*), revelando, deste modo, uma segunda fonte sedimentar que associamos ao desmantelamento, por erosão, das formações dunares costeiras, de características continentais (Vidinha, 1995), e dos níveis arenosos subjacentes, traduzido nas elevadas taxas de recuo da linha de costa nesta região costeira, que alcança valores da ordem dos 8,8 m/a (Bettencourt & Ângelo, 1992), podendo, por esta razão, mobilizar quantidades significativas de sedimentos — Tabela V.6.

A tendência para o quartzo incrementar o seu peso relativo com o distanciamento à fonte de proveniência é interpretada como resultante da variação longilitoral do hidrodinamismo do meio e dos mecanismos de selectividade granulométrica (ex.: decorrentes do espraio-ressaca) entre Espinho e Cabo Mondego. Partindo dos resultados obtidos por Vidinha (op cit.), que interpretou o aumento longilitoral da granulometria dos sedimentos arenosos do mesmo troço litoral

Tabela V.6 — Evolução da linha de costa entre Espinho e Quiaios. Os valores expressos são os valores médios considerando os períodos 1870(80)-1900, 1900-1958 e 1958-1984(85). *Fonte:* Betten-court & Ângelo (1992)* e Diogo (2003)**.

Sector	Período	Taxas médias de recuo (-) ou de progressão (+) da linha de costa. Média do sector (mínimo; máximo)	Balanço das áreas erodida (-) ou acumuladas (+)	Estimativa da quantidade de sedimentos erodidos (-) / acumulados (+) - taxas anuais em m ³ /ano
<i>Espinho - Cortegaça*</i>	1880 a 1984	-3,4 m/ano (-0,53 m/ano; -6,03 m/ano)	-1020000 m ²	-162000 a -203000
<i>S. Jacinto - Vagueira*</i>	1870 a 1985	-1,41 m/ano (2,76 m/ano; -4,2m/ano)	-598000 m ²	-740000 a -92000
<i>Vagueira**</i>	1958 a 2002	-7,05 m/ano (-1 m/ano; 16,7 m/ano)		
<i>Quiaios*</i>	1866 a 1985	-0,27 m/ano (-0,51 m/ano; -0,63 m/ano)	-510000 m ²	-545000 a -62000

como resultado do aumento do hidrodinamismo do meio, e considerando que o quartzo na fracção silto-argilosa tende a concentrar-se nas classes modais e médias mais elevadas (Figura V.4), relativamente aos restantes minerais, verifica-se um paralelismo de comportamento longilitoral entre o teor de quartzo na fracção silto-argilosa e o diâmetro médio das partículas da fracção are-

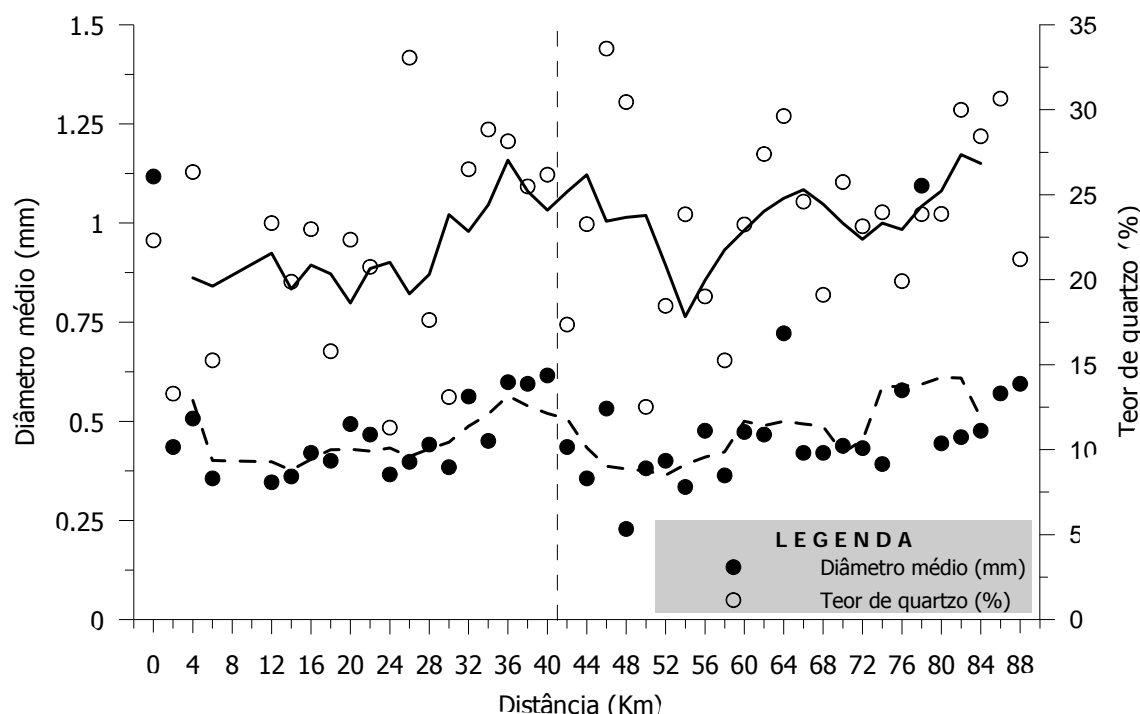


Figura V.6 — Variação longilitoral do teor de quartzo da fracção <63µm e o diâmetro médio (mm) dos sedimentos da fracção arenosa, obtidos em Vidinha (1995). A linha a cheio e a tracejada corresponde à curva das médias móveis (N=5). Tracejado vertical localiza a barra de Aveiro.

nosa (Figura V.6). A correlação entre estes atributos, ainda que fraca, mas significativa (R_s 0,37, $p < 0,05$), valida parcialmente esta conclusão. Deste modo, os diâmetros mais grosseiros na fracção arenosa tendem a surgir associados aos teores mais elevados de quartzo na fracção silto-argilosa, cuja deposição é favorecida relativamente aos feldspatos e micas, revelando também o aumento, de norte para sul, do peso relativo do quartzo e aumento do hidrodinamismo do meio na mesma direcção.

As relações entre o predomínio do quartzo e as condições energéticas do meio marinho foram, num outro contexto, verificadas por Oliveira et al. (2003b) na fracção fina dos sedimentos de cobertura de fundo da plataforma noroeste portuguesa. Estes autores verificaram que, num regime de tempestade (ventos S-SW com 10ms^{-1} ; ondulação com H_s de 6m) os teores médios de quartzo (de 39%) a dominavam sobre a mica (15%) na fracção fina, relação que se invertia em regime de calmaria, com o quartzo e a mica a apresentar teores da ordem dos 8% e 24%, respectivamente. Num contexto similar importa referir que Neihesl (1966, cit. in Doyle et al., 1968) observou uma correlação (positiva) entre os minerais argilosos e a mica da fracção arenosa de sedimentos de plataforma. O referido autor interpretou essa relação como resultante de comportamento hidrodinâmico similar, permitindo assim a sua utilização com indicador de deposição ou não deposição.

As tempestades mesmo que não violentas, parecem assim operar como um sumidouro linear de mica/ilite no que respeita aos sedimentos injectados na faixa costeira e aqueles que são remobilizados na faixa litoral pela actividade incessante das ondas conduzindo-a para domínios oceânicos profundos.

Tabela V.7 — Coeficientes de Spearman (R_s) entre os teores e a distância à extremidade norte do litoral compreendido entre Espinho e Cabo Mondego para os minerais argilosos. A negrito e a sublinhado as correlações significativas para $p < 0,05$.

	Face de praia		Berma		Duna	
	R_s	p	R_s	p	R_s	p
I_{10-14}	<u>0,42</u>	0,00	0,22	0,16	-0,08	0,64
S	-0,17	0,27	<u>0,35</u>	0,02	0,17	0,30
IC	-0,10	0,52	<u>0,14</u>	0,37	-0,07	0,64
I	0,05	0,72	<u>0,37</u>	0,01	0,05	0,74
K	-0,02	0,90	-0,23	0,15	0,55	0,00
KS	-0,20	0,18	0,07	0,64	0,20	0,21
C	<u>-0,37</u>	0,01	0,13	0,41	-0,53	0,00
$K/I + C$	0,04	0,79	0,18	0,24	-0,22	0,15

Os minerais químicos acessórios (opala, anidrite, calcite e dolomite) identificados neste trabalho na fracção fina nos sedimentos de praia e duna são também referenciados por diversos autores em diferentes estudos sedimentológicos, da plataforma continental portuguesa.

Oliveira (2001) identificou calcite na MPS da plataforma a norte do paralelo 41° e também em sedimentos em suspensão do rio Douro com teores médios de ~3% e máxi-

mos de 12% e 6%, respectivamente, valores que se encontram em conformidade com os determinados neste trabalho, nomeadamente na face de praia e berma, respectivamente ~3% e ~5%. Foi igualmente identificada por Araújo et al. (2000) em sedimentos fluviais situados a norte do paralelo 41º, nomeadamente nos do rio Douro, conjuntamente com a dolomite, carbonatos que Abrantes et al. (2000) verificou ocorrerem também na fracção fina dos sedimentos da plataforma a norte de Aveiro.

As referidas ocorrências tornam plausível relacionar a proveniência destes carbonatos (calcite e dolomite) nos sedimentos dos depósitos litorais, directa ou indirectamente, com a MPS debitada pelo rio Douro e, eventualmente, dos depósitos litorais da bacia do Douro, se atendermos às conclusões de Oliveira et al. (1994) a propósito dos fenómenos de remobilização e ressuspensão dos sedimentos de fundo pela acção conjugada dos fluxos de cheia, das correntes de maré ou em resultados de momentos de agitação marítima mais energética.

Todavia, os mesmos carbonatos foram identificados por Rocha et al. (1999) nas formações sedimentares ocorrentes no sector setentrional (entre Paramos e S. Pedro de Maceda) do trecho em estudo, as quais, como atrás foi já referido, se encontram sujeitas a intensa erosão costeira. Segundo Abrantes & Magalhães (2000), essas formações são uma importante fonte de sedimentos para o depositário da plataforma a norte de Aveiro durante os eventos tempestivos. Deste modo, deverão também constituir uma fonte de alimentação adicional dos depósitos de praia (face de praia e berma) e de duna, que se estendem para sul, embora, neste caso, o trajecto de dispersão seja oposto ao seguido pelas partículas que se afastam da linha de costa para decantar na plataforma continental, mais a norte, implicando mecanismo de mobilização e transporte diferenciados.

Tendo como referência o registo de fundo, é visível também o enriquecimento importante dos sedimentos litorais em calcite em torno da barra da laguna de Aveiro, com particular evidên-

Tabela V.8 — Minerais argilosos identificados e teores (%) determinados por diferentes autores.

	Plataforma norte de Aveiro (Abrantes et al., 2001)	Plataforma noroeste Ibérica (Oliveira et al., 2003a)
<i>Ilite</i>	53	> 70
<i>Caulinite</i>	27	18
<i>Esmectite</i>	11	< 2
<i>Clorite</i>	6	< 7
<i>Ilite - clorite</i>	3	—
<i>Ilite - esmectite</i>	2	—

Tabela V.9 — Minerais identificados e teores (%) determinados por diferentes autores.

	Plataforma NW Ibérica (Oliveira et al., 2001)	Plataforma a Norte de Aveiro (Abrantes, com. Pessoal)	Níveis superficiais do estuário do Douro (Drago et al., 2002)	Sedimentos superficiais da laguna de Aveiro (Rocha et al., 2000)
Filossilicatos	-	13,5	13,35	15,3
Quartzo	45	22,4	61,73	53
Feldspato potássico	10	7,8	5,70	8,1
Plagioclase	12	7,1	14,39	8,19
Opala C / Ct	-	2,2	1,60	2,03
Zeólitos	-	< 1	0,50	0,19
Calcite	9	39,8	0,10	1,26
Dolomite	-	4,1	0,50	0,93
Siderite	-	< 1	0,70	4,08
Pirite	-	1,7	0,50	4,62
Anidrite	-	-	-	2,07

cia nos sedimentos de face de praia, contrariamente à dolomite que não denota tendência de variação longilitoral marcada, excepto nos sedimentos de face de praia. A exportação de calcite através da barra de Aveiro parece, assim, marcar essa descontinuidade longilitoral e indicar o meio lagunar como outra fonte supletiva, interpretação que é partilhada por Oliveira et al. (2000). Podemos, deste modo, e em similaridade com as conclusões retiradas por Pinet & Morgan (1979) do estudo de dois estuários de Geórgia (Altamaha e Sapelo), inferir da existência de transporte líquido de sedimentos em suspensão da laguna de Aveiro para a plataforma litoral vizinhos, o que levou aqueles autores a considerar incorrecta a suposição que os estuários mistos (*partially-mixed*) importam sedimentos finos da plataforma continental.

A sustentar o intercâmbio de calcite entre a laguna de Aveiro e a plataforma adjacente está a identificação, por Abrantes et al. (2003), no cortejo mineralógico da MPS colhida na área emboadura, de calcite (<10%) e menos frequentemente de dolomite (<2%) a atingir teores próximos dos registados neste trabalho na zona envolvente da barra. Os carbonatos de origem intralagunar podem estar relacionados, à semelhança dos identificados por Gomes (1987) na MPS do rio Boco (afluente da laguna), com os níveis carbonatados das Argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos, o que se encontra em sintonia com o zonamento delineado por Gomes & Delgado (1991) com base na mineralogia de sedimentos superficiais recentes do fundo da laguna, com a calcite e a dolomite a ocorrer somente da zona sul.

A correlação moderada mas significativa com a distância à extremidade setentrional (Espinho) (Tabela V.4) sustenta a tendência longilitoral para o enriquecimento relativo dos carbonatos das áreas setentrionais para as meridionais, parece confirmar a influência da laguna de

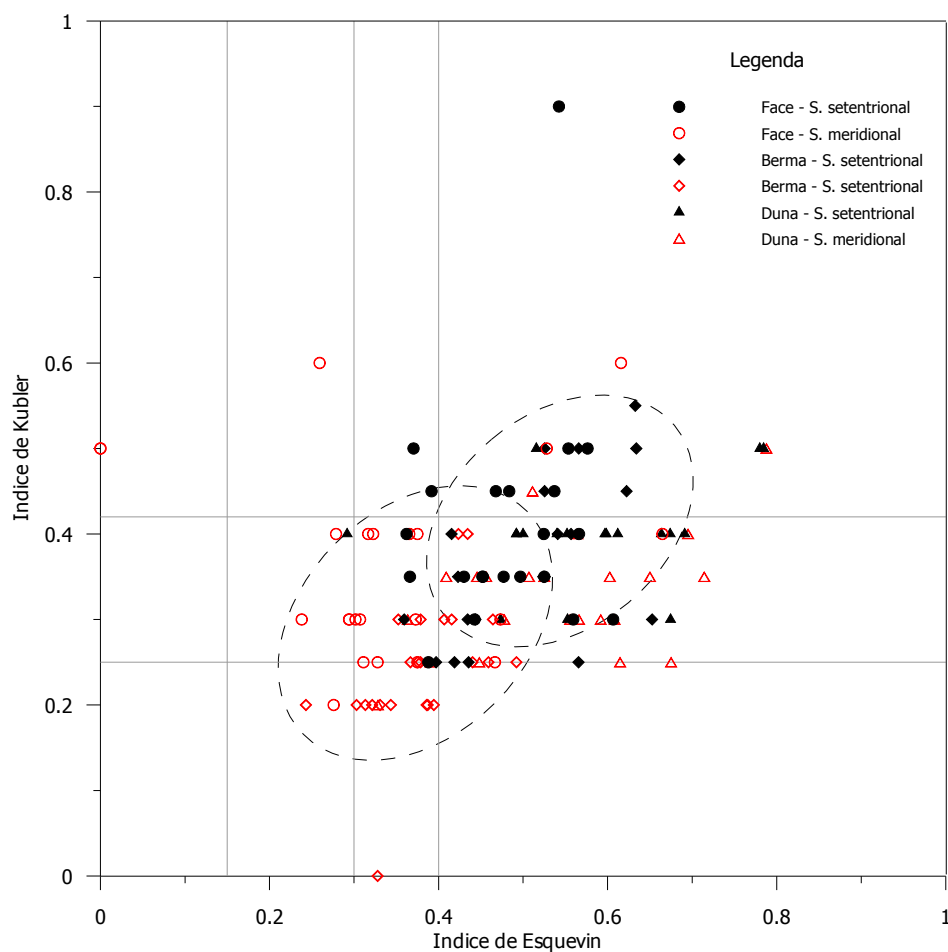


Figura V.7 — Diagrama de Esquevin das ilites identificadas nos sedimentos de face praia, berma e duna. A tracejado os campos preferências de distribuição das ilites do sector setentrional e meridional.

Aveiro no comportamento longilitoral dos carbonatos reforçando, deste modo, o seu contributo como fonte supletiva.

Todas estas evidências apontam para que os carbonatos, em particular a calcite, tenham uma origem terrígena detrítica. Todavia, a presença de cocolitóferos nos sedimentos de praia e duna, que a par dos foraminíferos constituem, apesar dos últimos não terem sido identificados nos sedimentos amostrado, relevante fonte de calcite nos oceânicos, impõe que também seja considerada a origem biogénica. Na eventual proveniência biogénica da calcite à que considerar a libertação de cristais por fragmentação de conchas e carapaças carbonatadas, em resultado da acção energética do vento e da ondulação (Selley, 1982).

O comportamento longilitoral do rácio carbonatos *versus* detríticos (Figura IV.108, face de

praia, e Figura IV.119, berma) permite também identificar uma tendência positiva até à barra da laguna de Aveiro, para sul da qual se desenvolve uma negativa. Estes resultados sustentam a análise e discussão anteriores: o enriquecimento dos sedimentos em carbonatos relativamente aos terrígenos marca o distanciamento à principal fonte de terrígenos deste sector ocidental da costa portuguesa (bacia do Douro) e aproximação da laguna. A diminuição ao longo do sector meridional indicia a diminuição dos carbonatos, ou seja, a diminuição da influência expressa pela actividade da barra de Aveiro. Tal como o esperado, estes resultados corroboram as conclusões retiradas atrás com a análise do IM e com as conclusões de Kolla et al. (1981). Isto é, sugere a diminuição da influência continental nas características mineralógicas dos depósitos amostrados.

O conteúdo da anidrite varia ao longo do litoral estudado, diminuindo com o distanciamento à extremidade norte do sector setentrional (Espinho). Neste sector, a anidrite ocorre com teores significativamente mais elevados que no meridional, quer nos sedimentos de face de praia, quer nos de berma e duna, como denotam os coeficientes de correlação discriminados na Tabela V.4.

Os expressivos teores atingidos pela anidrite, bem acima do teor de fundo, numa extensão significativa do sector setentrional, confere a este sulfato a capacidade de individualizar este sector relativamente ao meridional e de funcionar como indicador de proveniência dos sedimentos finos que integram os depósitos de praia e de duna. De facto, a associação espacial entre esses teores e as formações sedimentares litorais estudadas por Rocha et al. (1999) e os níveis lodosos estudados por Bernardes et al. (2003) aflorantes e expostos à acção do mar, entre o Furadouro e Torreira, aponta para que tenham nelas a sua fonte principal, mantida em actividade pela erosão costeira. A anidrite parece, assim, marcar, de modo claro, o contributo das referidas formações sedimentares para os depósitos litorais em estudo. Acresce que, apesar do mesmo mineral ter sido registado por Rocha et al. (2000) nos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal dos canais de Mira, Ílhavo e Ovar da laguna de Aveiro, bem como no MPS da plataforma continental a N de Aveiro (Abrantes et al., 2003), o seu contributo para a carga sedimentar exportada daquela laguna para o litoral exterior parece não ter a mesma relevância, como se conclui do comportamento dos teores da anidrite em torno da barra da laguna.

À semelhança dos outros minerais até agora analisados podemos equacionar a eventual relação da anidrite com a carga sedimentar debitada pela bacia do Douro. Autores que se têm debruçado sobre o estudo da cobertura sedimentar da plataforma confinante com a embocadura do rio Douro (ex.: Oliveira et al., 2003b) não identificaram, contudo, a presença de anidrite nos mesmos sedimentos, contrariamente ao que sucede no sector da plataforma que se estende para sul, onde Abrantes et al. (2003) registaram a sua presença. Esta observação sugere que, tal como os depósitos de praia, também os da plataforma confinante são depositários de sedimentos

provenientes do desmantelamento, por acção erosiva, das formações sedimentares litorais, mantida pelo recuo da linha de costa nos segmentos do sector setentrional onde afloram.

A sua dispersão longilitoral da pirite e da siderite é marcada pela descontinuidade espacial. Sectores que observam a sua presença, sempre vestigial, intercalam-se com outros onde tal não se verifica, o que sugere uma proveniência local, cujo sinal mineralógico se extingue com a distância, uma vez mobilizados e transportados para sul. Assim, na extremidade norte do sector setentrional é identificável um sinal nos depósitos litorais emersos que relacionamos com a bacia do Douro, visto os mesmos minerais, embora como vestígios (teores <1%), terem sido identificados, quer em sedimentos superficiais do estuário do Douro (Drago et al., 2002) quer na cobertura sedimentar da plataforma a norte do rio Douro (Oliveira, 2001). À semelhança da opala, Rocha et al. (1999) identificou, como acessórios, estes mesmos minerais nas formações litorais entre Paramos e S. Pedro de Maceda, que serão assim responsáveis pela intensificação do respectivo sinal mineralógico na zona central do sector setentrional.

Também os depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal dos canais de Mira, Ílhavo e Ovar da laguna de Aveiro (Rocha et al., 2000) assim como a MPS que aflui à barra da laguna de Aveiro (Abrantes et al., 2003) registam a presença dos referidos minerais, com teores mais expressivos (teores médios ~5%) que os registados nos depósitos litorais emersos. Não obstante, o sinal mineralógico no sector meridional é mais ténue que o registado no setentrional, em particular da pirite. A pirite e a siderite parecem, assim, conferir, tal como a anidrite, uma assinatura mineralógica que identifica o contributo sedimentar das formações sujeitas a erosão no sector setentrional na alimentação dos depósitos de praia, contributo que se estende também aos sedimentos da plataforma a norte de Aveiro.

Os minerais argilosos com presença mais significativa nos sedimentos de praia e duna são, por ordem de importância, a ilite, os interestratificados irregulares 10-14Å e a caulinite que, conjuntamente com a clorite, formam associação mineralógica pouco diferenciada, própria de solos superficiais pouco evoluídos, como sucede nos climas temperados (Thiry, 2000). Esta associação parece ser dominante nos depósitos litorais de acordo com Inglès et al. (1995), que estudaram os sedimentos no Paleogénico de Maiorca (Espanha), de características climáticas temperadas a húmidas (Eocénico) a tropical a subtropical (Oligocénico), identificaram como característico do ambiente litoral a presença de ilite, conjuntamente com caulinite, interestratificados irregulares I-S, clorite e ocasionalmente esmectite, em contraposição às amostras da plataforma paleogénica que se caracterizam por elevados conteúdos de caulinite e baixos de ilite, sendo a esmectite localmente muito abundante. As conclusões de Weaver (1977) vão igualmente no mesmo sentido. Isto é, a ilite é o mineral predominante nos sedimentos marinhos recentes, considerando, no entanto, que parte dela se encontra interestratificada com esmectite. Ou seja, sob a forma de

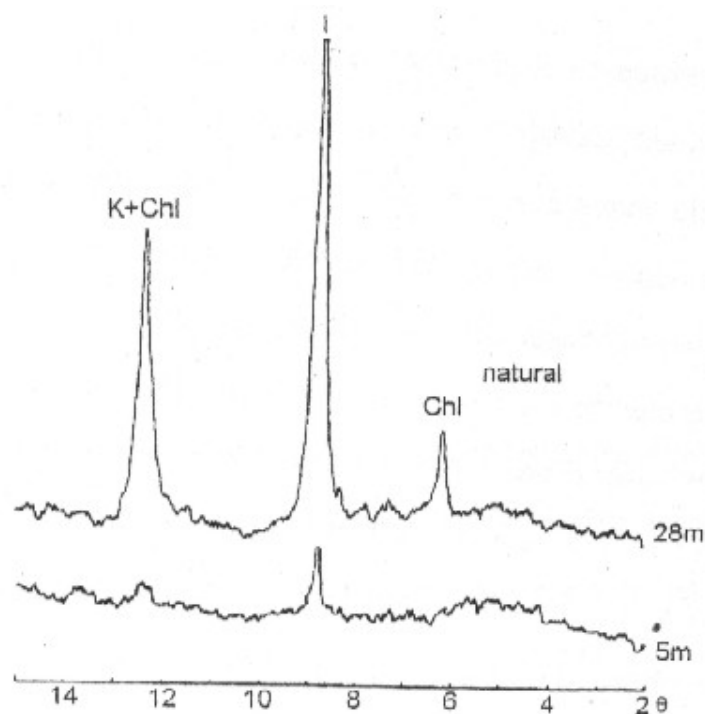


Figura V.9 — Difractograma natural representativo dos minerais das argilas da MPS de fundo (5m) e em suspensão (28m) na plataforma continental (in Oliveira, 2001).

intrestratificados irregulares I-S, constatando, igualmente, a existência de uma relação significativa entre a distribuição geográfica das associações dos minerais argilosos nos sedimentos superficiais recentes marinhos e as áreas fonte.

A ilite, que pode resultar da fragmentação de partículas maiores algumas integrando a fracção arenosa dos sedimentos recentes (Dias & Nittrouer, 1984), é o mineral argiloso mais abundante nos sedimentos argilosos do Atlântico (Biscaye, 1965; Singer, 1984), com teores superiores a 50% na plataforma envolvente de Portugal continental (Biscaye, op cit.), o que está em conformidade com os teores encontrados nos sedimentos de praia e duna do litoral estudado. Biscaye (op cit.) atribui a abundância observada à elevada concentração de micas em muitas rochas e solos da margem terrestre bem como à sua resistência à alteração, com as abundâncias nos sedimentos acompanhada da abundância observada nos continentes vizinhos. Dias & Nittrouer (op cit.) relacionam mesmo a abundância da ilite e quartzo, na cobertura sedimentar da plataforma portuguesa, com os granitos e quartzitos do Maciço Hespérico. Já Weaver (1989), no

Biotite → Fengite + Fe, Mg (Weaver, 1989)

estudo da Bacia do Lavrador, verificou que os elevados teores de illite e de clorite se encontravam associados à composição de formações metamórficas supletivas datadas do Paleozóico. Podemos reportar os elevados teores de illite dos depósitos litorais à remobilização das formações sedimentares litorais emersas, nomeadamente do sector setentrional, e também à mobilização dos produtos da alteração dos afloramentos graníticos e de rochas metamórficas que ocorrem na bacia do Douro. Em ambos os casos existe domínio da meteorização física/mecânica sobre a química, sendo esta última marcada pela presença abundante de caulinite e esmectite na área fonte (Rao & Rao, 1995), contrariamente ao observado no caso em apreço.

O predomínio de elementos micáceos (teores > 50%) na mineralogia dos componentes argilosos sugere ainda maior influência das formações metamórficas ocorrentes na área fonte, de acordo com Harder (1974) que afirma: "sem dúvida que uma larga porção das micas são certamente de origem detrítica, retrabalhadas de depósitos sedimentares antigos e de rochas metamórficas".

A abundância de illite confirma o carácter detrítico dos sedimentos a que se associa, tal como observou Doval et al. (1985) no estudo da mineralogia dos sedimentos das fácies distais do bordo norte da Bacia do Tejo, e indica reduzida intensidade da alteração na área fonte (Singer, 1984; Venkatarathan & Ryan, 1971), que pode ser aferido pelo grau de cristalinidade da estrutura da illite, funcionando, assim, como indicador da eficiência da hidrólise na área de proveniência.

A illite, em associação com a caulinite e interestratificados irregulares caulinite/esmectite, foi identificada por Araújo (1993) nos depósitos plio-pleistocénicos na plataforma litoral da região do Porto; foi também identificado por Oliveira et al. (2003a) em estudo dos sedimentos de fundo da plataforma noroeste Ibérica, seguida por ordem decrescente de importância de caulinite, clorite e esmectite, associação que relacionaram, na linha explicativa de Biscaye (1965) e Weaver (1989), com a abundância de termos produtores ígneos e metamórficos (essencialmente, granitos, xistos, gneisses, micaxistos e grauvaques) na fonte. Foi igualmente identificada por Drago et al. (1995) nos sedimentos do complexo silto-argiloso do Douro e por Drago et al. (2002) na unidade do topo, mais recente, da coluna sedimentar recolhidos no estuário do Douro. O domínio da illite foi também constatado na fracção silto-argilosa da plataforma a norte de Aveiro, em associação com a caulinite e esmectite, por Abrantes et al. (2000, 2001); nos depósitos holocénicos de praia e duna da mesma faixa costeira ("Formação de Cortegaça"), por Machado et al. (1995, 1996) e Silva et al. (1997); em testemunhos de sondagem da zona de Paramos, Cortegaça e S. Pedro de Maceda, por Rocha et al. (1999); e nos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal, dos canais de Mira, Ílhavo e Ovar, por Rocha et al. (2000).

O comportamento longilitoral dos teores de illite não evidencia, nos seus traços gerais, ten-

dência clara, o que poderá exprimir maior facilidade de dispersão facilitada pela propensão para se manter em suspensão, como verificado por Knebel et al. (1977), contrariamente à caulinite e clorite que predominam nos sedimentos de fundo. Não obstante, as características cristalográficas medida nas ilites registam diferenças significativas. De facto, ao comparar as ilites identificadas na fracção argilosa do sector setentrional com as do meridional, verifica-se que as daquele sector (setentrional) são preferencialmente aluminosas (moscovíticas) enquanto as deste sector (meridional) são de tendência ferro-magnesianas (biotíticas) predominante. Este comportamento observa-se quer na face de praia quer na berma, levando à formação de campos preferenciais de distribuição no diagrama que relaciona o índice de Esquevin com o de Kubler (Figura V.6). Os resultados da análise estatística dos índices de Esquevin corroboram a diferença composicional encontrada (*vide* Tabelas IV.139, IV.149 e IV.159), com as ilites dos depósitos meridionais a apresentarem-se composicionalmente distintas das setentrionais, com excepção dos depósitos dunares, onde a tendência moscovítica se manifesta quer a norte quer a sul.

Visto as ilites ferro-magnesianas serem mais susceptíveis à alteração, o seu registo identifica a existência de uma fonte proximal que influencia o sector que se estende para sul da barra da laguna de Aveiro. Esta individualização dos sectores referidos, com base na composição das ilites, corrobora a influência sedimentar das bacias do Douro e do Vouga na alimentação sedimentar dos depósitos litorais que se estendem entre Espinho e Cabo Mondego, influência essa já denunciada pela fracção siltosa. Assim, o domínio das ilites aluminosas marca a influência das litologias aflorantes na bacia do Douro, no sector setentrional, enquanto o domínio das ilites ferro-magnesianas marca a influência das que afloram na bacia do Vouga, no sector meridional.

Esta tendência longilitoral não se verifica, contudo, quando se atenta aos depósitos dunares. Em ambos os sectores, as ilites posicionam-se no campo das composições moscovítica, o que deverá resultar da maior susceptibilidade das ilites ferro-magnesianas à alteração, pondo em relevo as mais resistentes aos processos de alteração pós-deposicional (moscovíticas), processo que é favorecido pela menor "mobilidade" dos sedimentos das formações dunares, quando comparados com os de praia.

O predomínio das ilites aluminosas sobre as ferro-magnesianas no sector setentrional pressupõe, contrariamente ao que se poderia supor com base na extensão do afloramento, que o contributo de rochas magmáticas de composição granítica (s.l.) se sobrepõe ao das formações metamórficas do Complexo Xisto-Grauváquico, onde predominam ilites de carácter biotítico. As ilites mais aluminosas poderão, contudo, provir, como observou Petschick et al. (1996), de argilas residuais que sobreviveram, devido à maior estabilidade química, a processos de alteração ocorrentes na área fonte, o que importa considerar atendendo às ocorrências de depósitos de caulinos na bacia do Douro - ex.: Telheiras (Vila Nova de Gaia). Já o predomínio das ilites de tendên-

cia biotítica no sector meridional sugere a influência dos afloramentos metamórficos que bordejam a noroeste e a norte a laguna de Aveiro.

A projecção no diagrama de Índice Esquevin *versus* Índice Kubler (Figura V.8) dos índices das ilites colhidas em ambientes sob a influência da bacia do Douro, concretamente: no estuário do Douro (Rocha et al., 2003), da MPS no rio Douro e na plataforma NW portuguesa (Oliveira, 2001) e ainda de sedimentos superficiais de testemunhos do estuário do rio Douro (Rocha et al., 2003) confirma as considerações anteriores, ao mostrar convergência composicional entre as ilites destes ambientes com as dos sedimentos de praia e duna do sector setentrional, este resultado vincula, deste modo, a respectiva proveniência à bacia do Douro. Araújo et al. (2000) identificou no rio Douro e nos afluentes que drenam a norte do paralelo 41º a presença de ilite muito aluminosa e desordenada (baixa cristalinidade), o que reforça a plausibilidade da influência do

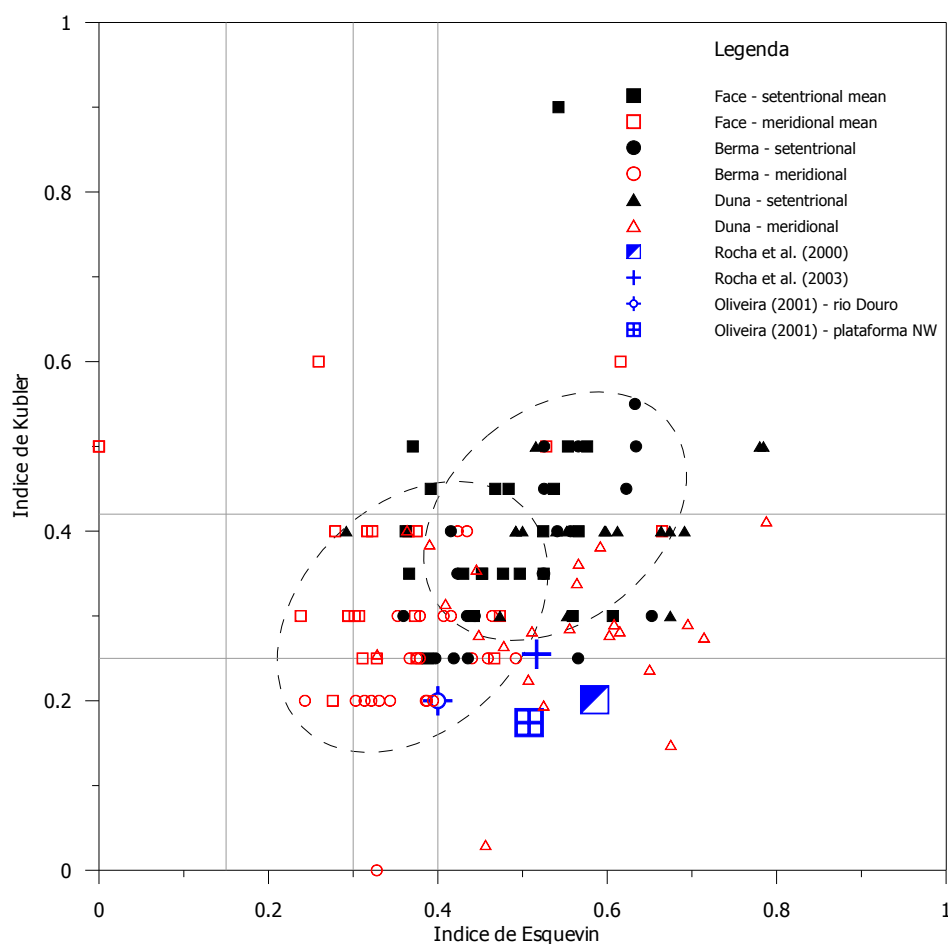


Figura V.8 — Diagrama Esquevin das ilites identificadas nos sedimentos de face praia, berma e duna, com a projecção dos índices (médios) obtidos em sedimentos superficiais da laguna de Aveiro (Rocha et al., 2000), MPS do rio Douro (Oliveira, 2001) e MPS da plataforma NW portuguesa (Oliveira, 2001) e de sedimentos superficiais de testemunhos de sondagem do estuário do rio Douro (Rocha et al., 2003).

Douro na mineralogia dos sedimentos depositados a sul da desembocadura.

Todavia, a projecção dos índices cristalográficos das ilites dos depósitos litorais emersos conjuntamente com os dos sedimentos dos canais da laguna de Aveiro (Figura V.10) obtidos por Rocha et al. (2003), não confirma a esperada identidade composicional, podendo, assim, retirar a credibilidade à proveniência das ilites biotíticas do sector meridional, anteriormente apontada. Como hipótese explicativa para esta discrepância supomos a ocorrência nos depósitos lagunares de alterações pós-deposicionais das ilites ferro-magnesianas que as poderão fazer evoluir no sentido das composições aluminosas, à custa da perda de Fe e Mg das posições octaédricas (Weaver, 1989), processo que é favorecido em ambiente redutor e ácido, ocorrente, nomeadamente em ambiente de sapal. Morad (1990) refere que a ilite, para além da caulinite, siderite e dolomite, bem como a clorite, podem constituir produtos de alteração pós-deposicional da biotite, produtos que aquele autor identificou com essa origem no estuário de Öre (Suécia).

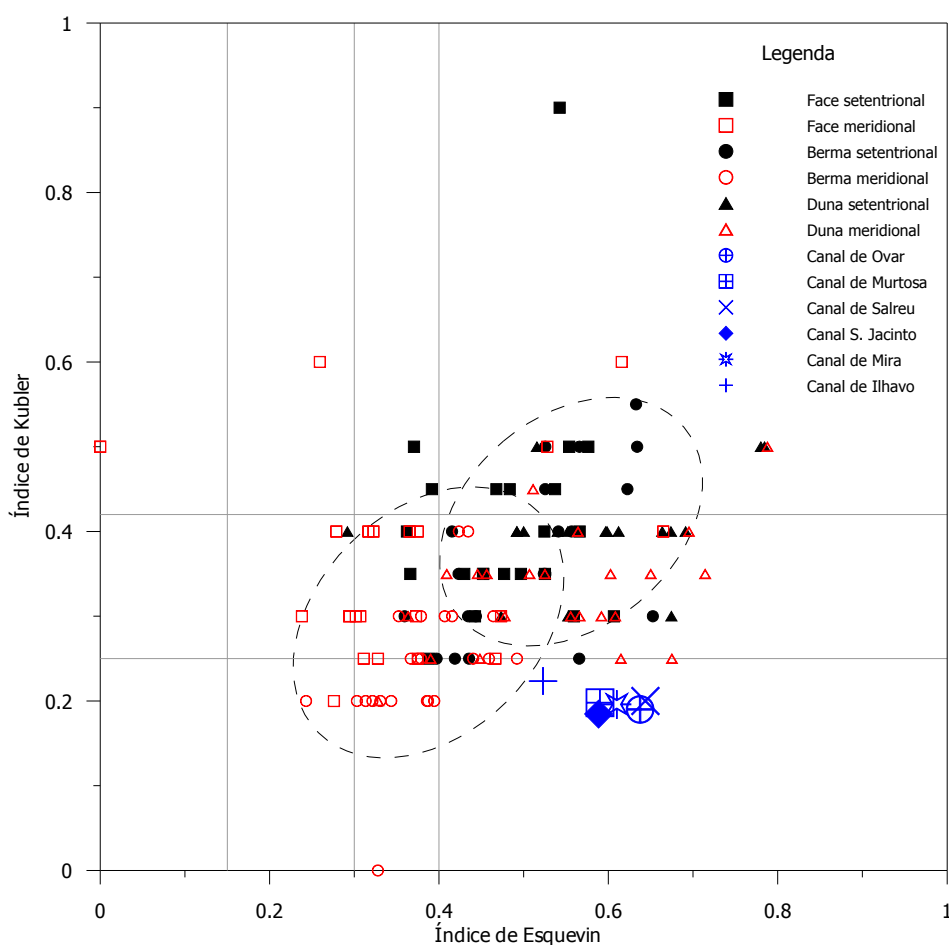


Figura V.10 — Diagrama Esquevin das ilites identificadas nos sedimentos de face praia, berma e duna, com a projecção dos índices das ilite dos sedimentos superficiais dos canais da laguna de Aveiro (Rocha et al., 2000).

Longilitoralmente, o índice de Kubler denuncia uma tendência, significativa nos depósitos de berma e de duna, para o melhoramento da estrutura cristalográfica em direcção às áreas meridionais. Ou seja, as ilites do sector setentrional têm pior cristalinidade (índices mais elevados) que as do sector meridional (índices mais baixos), contribuindo, assim, para a sua individualização, no digrama Índice Esquevin *versus* Índice Kubler — Figura V.7. O predomínio das ilites com baixa cristalinidade no sector norte pode resultar de maior alteração sofrida na área fonte, nomeadamente os depósitos argilosos residuais ocorrentes na bacia do Douro que, como atrás se referiu, se associam à ocorrência das ilites aluminosas no mesmo sector. Convém, no entanto, não excluir a eventualidade de as ilites de baixa cristalinidade corresponderem também a interestratificados irregulares I/S, isto é, ilite com componente expansiva.

Contudo, as características cristalográficas exibidas pelas ilites no sector setentrional não conformam com os resultados obtidos Oliveira (2001) na MPS do rio Douro e na plataforma NW portuguesa nem com os obtidos por (Rocha et al., 2003) nos sedimentos superficiais de testemunhos de sondagem do estuário do rio Douro (Figura V.8). As ilites destes últimos sedimentos exibem melhor cristalinidade que as dos depósitos litorais emersos, não confirmando os processos gradativos que ocorrem no contacto com o meio marinho (Nemecz, 1981) ou a reciclagem da herança detrítica durante o transporte, a que se refere Weaver (1989), com adsorção de Mg e K na estrutura e melhoramento da cristalinidade. Estas alterações, químicas, explicariam a melhor cristalinidade das ilites da MPS da plataforma NW (Oliveira, 2001) relativamente aos sedimentos superficiais do estuário do Douro (Rocha et al., 2003) e à MPS do rio Douro (Oliveira, op cit.). Em conclusão, as ilites ocorrentes nos depósitos litorais setentrionais durante o seu transporte (longilitoral) parecem ver, contrariando os processos gradativos atrás referidos, "aprofundada" a degradação da estrutura cristalina herdada.

Brindley (1980) refere, ao enumerar os diferentes tipos de desordem estrutural dos minerais argilosos, que as tensões mecânicas podem provocar o alargamento das reflexões de raios-X. Deste modo, somos conduzidos a supor que o elevado hidrodinamismo a que as ilites são submetidas durante o transporte litoral ao longo do trecho em estudo (ex.: ondulação e correntes de deriva litoral) e a deposição (ex.: ondulação, mecanismo espraio-ressaca, vento, etc.) poderá responder pelo desarranjo mecânico da estrutura das ilites. Do mesmo modo, as acções mecânicas desencadeadas pelo transporte eólico será responsável pelo desarranjo estrutural mais elevado observado nas ilites dos depósitos dunares.

A ocorrência de ilites com melhoria da estrutura organizacional a sul da barra da laguna de Aveiro revela menor alteração e, conseqüentemente, maior proximidade da área fonte, isto é, da bacia do Vouga, o que se compagina com o carácter ferro-magnésiano das mesmas e com a sua elevada susceptibilidade à alteração. López-Galindo et al. (1999) associa a presença de ilite com

elevada cristalinidade, associada à presença de clorite e caulinite teores significativos, a uma fonte relacionada com rochas ígneas e metamórficas, rochas que a norte e nordeste drenam para a laguna de Aveiro.

Rocha et al. (2000) verificaram que as ilites dos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal do canal de Ovar (a norte) registavam elevada cristalinidade (índice de Kubler baixos) enquanto as do canal de Ílhavo (a Sul) registavam baixa cristalinidade (índice de Kubler elevados) - Figura V.10. Segundo os mesmos autores, tal reflecte a influência das formações do Paleozóico e Proterozóico (granitóides, xistos e micaxistos) a norte, e do Cretácico (calcários, grés e argilas) a sul, o que leva a supor que a impressão mineralógica que domina nos depósitos litorais meridionais é a que resulta das formações metamórficas que drenam para norte da laguna, o que se concilia com a presença de ilites ferro-magnesianas nos mesmos depósitos.

Os teores médios de caulinite nos sedimentos de praia e duna encontram-se enquadrados pelos limites de variação determinados por Biscaye (1965) nos sedimentos argilosos recentes profundos do oceano Atlântico Norte e na plataforma envolvente de Portugal continental (entre 10% e 14%), com a maior abundância na proximidade do continente a levando o mesmo autor a concluir que é de proveniência detrítica.

Saprólitos resultantes da alteração de rochas graníticas (granito de duas micas e granitos biotíticos) do NW de Portugal (Braga e Porto) estudados por Sequeira Braga et al. (2002) e Begoña & Sequeira Braga (2002) exibem a presença de caulinite, tendo verificado que estes produtos de alteração registavam um enriquecimento em caulinite relativamente às orlas de alteração dos granitos – variação entre 35% e 95% e entre 15% e 70%, respectivamente. Sequeira Braga et al. (op cit.) relacionam a presença de caulinite, conjuntamente com interestratificados irregulares e gibbsite, com os estádios da alteração dos feldspatos e das micas, concluindo que os minerais argilosos predominantes no NW de Portugal, sob a influência de uma clima temperado húmido, são a caulinite e a gibbsite, que podem atingir teores de 40-80% na fracção <2µm. Segundo estes autores estes processos de alteração prosseguem no presente, e acompanharam todo o Quaternário.

Por traduzir alteração significativa, a caulinite poderá também provir dos paleossolos (cauliníticos) formados durante o Cretácico por alteração de rochas hercínicas da bacia do Douro ou, como refere Gomes (1986), da alteração de granitos e gnaisses ante-paleozóicos intensamente fracturados, com a formação de depósitos de caulino residuais e sedimentares, que são também, como, aliás, já foi referido, importantes fontes de proveniência de quartzo e de ilite bem como de esmectite, cuja impressão se faz sentir sobre os depósitos setentrionais. Biscaye (1965) faz depender a ocorrência de caulinite (bem como de clorite) nos climas temperados e nas latitu-

des mais elevadas, de factores pedogenéticos, com a sua distribuição, assim como da maioria dos argilosos, a ser controlada pelas condições climáticas na área fonte.

Oliveira (2001) atribui a proveniência da caulinite dos sedimentos da plataforma NW portuguesa precisamente aos depósitos cauliniticos ocorrentes no norte de Portugal. Não se pode, contudo, excluir que provenham dos depósitos plio-pleistocénicos da plataforma litoral do Douro (Araújo, 1993), face à observação que o conteúdo em caulinite decrescia no sentido dos depósitos mais recentes, indicando de que os elevados teores de caulinite correspondem a condições paleoclimáticas distintas das actuais. Não obstante, os teores de caulinite em suspensão no rio Douro, determinados por Oliveira (op. cit.), apontam para um teor médio (~15%) próximo do registado nos sedimentos de praia, o que sugere uma origem relacionada com a bacia do Douro.

Mas a caulinite ocorrente no sector meridional deverá ter uma proveniência mais alargada. Machado et al. (1995, 1996) e Silva et al. (1997) identificaram nos sedimentos silto-argilosos holocénicos de praia e duna que constituem a "Formação de Cortegaça" a presença de caulinite, mineral que foi igualmente identificado por Bernardes et al. (2003) nos níveis lodosos expostos no cordão litoral entre Furadouro e Torreira (teor médio ~19%), devendo ambos os afloramentos ser responsáveis pelo enriquecimento localizado dos sedimentos de praia em caulinite. Nos terrenos que drenam para a laguna de Aveiro, Gomes et al. (1994) identificaram em formações pós-cretácicas ("Areias de Esgueira" e "Terraços/depósitos de praias antigas") a presença de caulinite, entre outros argilosos, bem como na formação. Rocha et al. (2000) identificaram caulinite na fracção inferior a 63µm dos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal, dos canais de Mira, Ílhavo e Ovar, em teores similares com valor ~22%. Já Gomes & Delgado (1991) verificaram o domínio da caulinite em sedimentos recentes, mas da zona Este da laguna de Aveiro. Estes resultados permitem, assim, fundamentar o observado enriquecimento dos sedimentos para norte e sul da embocadura da laguna de Aveiro, neste mineral de argilas.

Nos depósitos de face de praia e de duna o comportamento longilitoral da caulinite é de incremento em direcção às áreas meridionais, sendo, no entanto, esta variação mais ténue nos de face de praia, e mais acentuada nos de duna, com as diferenças encontradas entre estes depósitos a exibirem níveis significativos. Contrariamente, nos depósitos de berma a tendência é, ainda que tenuemente, oposta, ou seja, de decréscimo na mesma direcção.

Gibbs (1977, 1983) verificou que a salinidade é o principal factor despoletador da floculação e que a caulinite é o primeiro mineral argiloso a ser afectado pelo seu aumento, seguido pela ilite e posteriormente pela esmectite. Verificou igualmente que a floculação da caulinite e da ilite aumenta rapidamente com a salinidade enquanto que a floculação da esmectite aumenta mais lentamente. Estes resultados explicam a distribuição espacial referida, observando a caulinite uma

diminuição do seu peso relativo nos sedimentos com o distanciamento à desembocadura dos rios. Estes processos poderão explicar também o enriquecimento relativo dos sedimentos em caulinite, observado na extremidade setentrional do troço setentrional e na área envolvente da barra da laguna de Aveiro, ou seja, nos pontos de injeção de sedimentos no litoral. Contudo, se atendermos às conclusões de Weaver (1977) há que ter em atenção que, para além da floculação preferencial, a variação relativa do cortejo mineral pode também resultar da capacidade selectiva das correntes de transporte, das diferentes áreas fonte, assim como do regime de cheias e das variações periódicas na composição e concentração da carga sedimentar transportada pelos rios.

O enriquecimento em caulinite observado na mesma direcção (norte → sul) nos depósitos dunares, muito expressiva nas formações eólicas a norte do Cabo Mondego, deverá ser a expressão da sua estabilidade e dos processos pedogénicos que por ela são favorecidos, o que concorda com a tendência de degradação da estrutura cristalográfica das ilites (índices de Kubler médios a elevados) nos mesmos depósitos. A tendência decrescente da caulinite registada de norte para sul nos depósitos de praia parece, por outro lado, reflectir o distanciamento progressivo em relação à respectiva área fonte.

A correlação negativa da caulinite com a clorite nos depósitos estudados, algumas das quais fortes (berma e duna), deverá reflectir, por um lado, a oposição entre meteorização química (caulinite) e física (clorite) e, por outro, que as relações mineralógicas observadas na área fonte não se diluem em totalidade com os processos de remobilização e de transporte até ao depósito final. Esta observação foi igualmente evidenciada por Biscaye (1965) nos sedimentos argilosos profundos do oceano Atlântico levando-o a apontar para uma proveniência detrítica para os mesmos minerais.

No que respeita à cristalinidade, verifica-se que alguma diferença entre caulinites dos depósitos setentrionais e meridionais. Apesar de todas apresentarem uma cristalinidade mediana, esta é, contudo, ligeiramente mais fraca a norte que a sul, o que se compagina com a cristalinidade, igualmente média, da caulinite dos depósitos plio-pleistocénicos estudados por Araújo (1993). Apesar da reduzida diferença, a cristalinidade da caulinite observada nos sedimentos litorais sugere diferentes graus de meteorização química das rochas continentais. Será, assim, mais elevada os termos que drenam a norte (bacia Douro) do que nos termos que drenam a sul (bacia do Vouga), em concordância, deste modo, com a baixa cristalinidade da ilite no sector setentrional, em resultado da mais eficiente drenagem proporcionada pelo acentuado relevo da bacia do Douro do que pelas diferenças de precipitação - a precipitação média na bacia do Douro é de 1098mm enquanto na bacia do Vouga é de 1350mm (Dias, 1987).

Dias et al. (2000) verificaram que nos depósitos da plataforma NW em dependência directa

do fluxo fluvial, a cristalinidade das caulinites era mais elevada do que nos depósitos que ocorrem mais para norte e sul. Os mesmos autores atribuem esta evolução da cristalinidade às alterações decorrentes da introdução de sedimentos em meio marinho - o pH e a salinidade do meio oceânico tendem a instabilizar a estrutura cristalina, com o consequente decréscimo de cristalinidade. A tendência longilitoral de melhoria da cristalinidade da caulinite para sul nos sedimentos estudados poderá, assim, reflectir (eventualmente) a influência das rochas afloram na bacia do Vouga e que drenam para essas áreas. Na verdade, as formações do Jurássico e do Cretácico que afloram a sul, na laguna de Aveiro, revelam abundância de caulinite com cristalinidade média (Rocha & Gomes, 1999) a elevada (Rocha & Gomes, 1988, 1989^a, 1989^b), podendo as registadas com elevada cristalinidade no sector costeiro meridional provirem desses mesmos afloramentos.

Os interestratificados irregulares 10-14Å apresentam distribuição longilitoral contrastante entre o sector setentrional e meridional, sendo a expressividade dos interestratificados irregulares maior no sector meridional do que no setentrional, em particular nos sedimentos de face de praia.

Apesar de nos solos derivados de xistos e rochas básicas da bacia do Douro estudados por Vieira e Silva (1983) terem sido registados interestratificados, nomeadamente do tipo montmorillonite/vermiculite, estes não foram identificados na MPS do estuário do Douro nem em sedimentos da plataforma NW portuguesa (Oliveira, 2001), se bem que Oliveira et al. (1995) refira a presença de interestratificados de montmorillonite (esmectite) na MPS da plataforma a norte de Espinho. Sequeira Braga et al. (2002) e Begonha & Sequeira Braga (2002) reconheceram interestratificados irregulares 10-14Å, entre outros do tipo ilite/vermiculite, clorite/vermiculite e clorite/esmectite, na fracção argilosa de saprólitos de alteração de rochas graníticas (granito de duas micas e granitos biotíticos) do NW de Portugal (Braga e Porto), relacionando Sequeira Braga et al. (op cit.) a ocorrência dos interestratificados irregulares, assim como da caulinite, com a alteração de feldspatos e de micas.

Na verdade, na extremidade norte do sector setentrional do troço litoral estudado os teores registados de interestratificados não vão além de 5%, sugerindo pouca expressividade nos sedimentos debitados pelo rio Douro. Foram, contudo, registados nos depósitos plio-pleistocénicos e holocénicos de Cortegaça (Machado et al., 1996), embora com carácter acessório, o que poderá justificar o enriquecimento relativo na área central do sector setentrional.

No conjunto das formações que drenam para a laguna de Aveiro foram identificados nos "Terraços/depósitos de praias antigas" (Gomes et al., 1994). Nas "Argilas de Aveiro" (Cretácico) foram identificados interestratificados do tipo ilite/montmorillonite (Rocha & Gomes, 1991^a), nos depósitos pós-cretácicos, e do tipo ilite/clorite e ilite montmorillonite (Rocha & Gomes, 1991^b).

Rocha et al. (2000) identificaram também interestratificados entre os minerais argilosos dos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal, nos canais de Mira, Ílhavo e Ovar. Esta presença de interestratificados irregulares 10-14Å nas formações localizadas a sul deverá ser responsável pelos teores significativamente mais elevados nestes minerais nos sedimentos de face de praia do sector meridional, excedendo mesmo os do sector setentrional. Os interestratificados parecem, assim, denunciar proximidade das formações continentais e, deste modo, em acordo com as conclusões de Gomes (1986), reforçar, conjuntamente com a ilite, a influência sedimentológica continental.

Apesar impossibilidade de identificar, explicitamente, as componentes 10Å e 14Å dos referidos interestratificados, a conjugação dos resultados obtidos pelos autores acima mencionados com o registo de correlação negativas entre interestratificados irregulares 10-14Å e clorite, nos sedimentos de face de praia, e com a esmectite, nos sedimentos de duna, aponta para que sejam, eventualmente, do tipo ilite/esmectite e clorite/vermiculite, sendo esta última hipótese pouco verosímil, visto a vermiculite reverter no sentido da formação da mica/ilite por fixação de K⁺ em meio marinho (Weaver, 1989). Por outro lado, o facto de não terem sido identificados nos sedimentos dos depósitos de cobertura da plataforma continental vizinha, em resultado da sua representatividade e instabilidade no meio marinho, reforça o seu carácter de marcador da proveniência continental.

Longilitoralmente a clorite confere ao sector setentrional uma identidade mineralógica distinta do sector meridional, ainda que de modo mais significativo nos sedimentos de face de praia e duna. Este enriquecimento relativo do sector setentrional em clorite (relativamente ao meridional) só encontra explicação na maior expressão de afloramentos das formações metamórficas na bacia do Douro (Complexo Xisto-Grauváquico) em comparação com a bacia do Vouga (Complexo Xisto das Beiras). Friedman & Sanders (1978) relacionam a presença de clorite e moscovite nos sedimentos terrígenos com litologias-fonte metamórficas, da fácies xistos-verdes, o que parece também suceder no presente caso. Este mineral argiloso indicia mecanismos de meteorização física na área fonte (Singer, 1984). Mas devido à destruição, à sua fragilidade, à meteorização e à alterações de natureza química, nunca atinge valores significativos nos oceanos, nomeadamente em climas temperados e húmidos (Thiry, 2000).

Drago et al. (1994, 1995) no estudo dos sedimentos do complexo silto-argiloso Douro identificaram (para além de ilite, caulinite e esmectite) a presença de clorite e concluíram que os sedimentos do referido complexo são de proveniência continental, concretamente da bacia hidrográfica do rio Douro, pelo facto de a clorite não ser identificada em qualquer outro rio a norte do mesmo. Esses mesmos minerais argilosos, conjuntamente com vermiculite, foram também identificados por Drago et al. (2002) na unidade do topo de testemunhos de sondagem recolhidos no

estuário do Douro. Na plataforma a norte de Espinho, Oliveira et al. (1995; 1998; 2002; 2003a) identificaram clorite nos sedimentos de fundo e em suspensão, em associação com outros minerais argilosos (ilite, caulinite e esmectite) tal como Abrantes et al. (2000, 2001) na fracção silto-argilosa da plataforma a norte de Aveiro. A presença de clorite na fracção silto-argilosa parece, assim, constituir uma assinatura característica da contribuição sedimentar proveniente das áreas continentais abrangidas pela bacia do Douro.

Refira-se, contudo, que Vieira e Silva (1983) em estudo da mineralogia das argilas dos solos da região de Trás-dos-Montes, nomeadamente dos solos derivados de rochas graníticas e do Complexo Xisto-Grauváquico, refere somente a presença de interestratificados de clorite (concretamente clorite/vermiculite), não mencionado à ocorrência de clorite. Mas, no estudo de saprólitos resultantes da alteração de rochas graníticas (granito de duas micas e granitos biotíticos) do NW de Portugal (Braga e Porto), Sequeira Braga et al. (2002) e Begonha & Sequeira Braga (2002) identificaram na fracção argilosa a presença de clorite, o que também indica estes depósitos de cobertura como fornecedor potencial de sedimentos para o litoral em estudo.

Machado et al. (1995, 1996) e Silva et al. (1997) identificaram em depósitos holocénicos da "Formação de Cortegaça" a presença de clorite. Gomes & et al. (1994) registaram nas formações pós-cretácicas a sua presença, ubíqua, entre outros minerais argilosos, tal como Rocha et al. (2000) no cortejo mineralógico da fracção argilosa dos depósitos de planície intermareal inferior e zona submareal dos canais da laguna de Aveiro. Gomes et al. (op cit.) verificaram que a clorite, assim como a ilite, eram minerais argilosos específicos da zona norte da laguna de Aveiro, relacionando a sua presença com fontes graníticas, gnaissicas e micaxísticas que ocorrem a nordeste, o que parece compaginar-se com a presença mais forte de clorite no sector setentrional do troço Espinho — Cabo Mondego.

Assim, apesar da presença de clorite nos sedimentos litorais se estender de norte a sul, e de poder originar-se em diferentes áreas-fonte aflorantes nas bacias do Douro e Vouga, é da primeira bacia que provêm o sinal mais forte, conforme se pode deduzir do seu comportamento longitudinal, com os teores mais elevados (teor médio ~11%) a serem registados no sector setentrional, perturbados na sua tendência pela contribuição das formações litorais sujeitas a erosão (nomeadamente a "Formação Cortegaça") e os sinais mais baixos a serem registados no segmento meridional (teor médio ~5%).

A reduzida presença de interestratificados irregulares caulinite/esmectite, ilite/clorite e de esmectite poderá reflectir a reduzida expressão na área fonte, que a verificar-se aponta para perfis de alteração pouco evoluídos e/ou tendência para deposição nas zonas mais distantes dos continentes, em resultado da sedimentação diferencial dos minerais argilosos, em contraposição à

ilite e caulinite que tendem a depositarem-se nas zonas mais proximais (Thiry, 2000).

No estudo da mineralogia das argilas dos solos da região de Trás-os-Montes, Vieira e Silva (1983) identificou interestratificados irregulares montmorillonite/vermiculite em solos derivados de rochas graníticas e clorite/vermiculite e montmorillonite/vermiculite em solos derivados de xistos, nomeadamente do Complexo Xisto-Grauváquico, com a montmorillonite registando presença vestigial nos primeiros, e ganhando expressividade nos segundos, com teores entre os 20% e 40%. Em saprólitos resultantes da alteração de rochas graníticas (granito de duas micas e granitos biotíticos) do NW de Portugal (Braga e Porto), Sequeira Braga et al. (2002) e Begonha & Sequeira Braga (2002) não encontraram esmectite. Este mineral foi registado por Drago et al. (1995, 2002) argiloso na plataforma continental minhota nos sedimentos silto-argilosos do Complexo do Douro e nas unidades superficiais de testemunhos de sondagem do estuário do Douro, assim como por Oliveira et al. (1995, 1998, 2002) na MPS e de fundo da plataforma continental a norte de Espinho (em associação com interestratificados); e ainda por Rocha et al. (2003) nos níveis superficiais de testemunhos de sondagem recolhidos na foz do Douro onde pontuavam, igualmente, interestratificados - teores médios de ~2% e ~4%, respectivamente. Nos depósitos plio-pleistocénicos na plataforma litoral da região do Porto, a esmectite surge interestratificada com caulinite (Araújo, 1993).

Podemos, deste modo, associar as formações graníticas e metamórficas da bacia do rio Douro à proveniência dos interestratificados e da esmectite identificados nos depósitos litorais emersos de Espinho — Cabo Mondego, sendo as rochas metamórficas fontes determinantes para o registo de esmectite nos mesmos sedimentos. Refira-se, também, que os resultados obtidos Oliveira et al. (1995) identificam sazonalidade na variação dos teores de esmectite em sedimentos transportados pelo rio Douro com ocorrência vestigial no Inverno, e ausência no Verão. Este reduzido contributo da esmectite para o cortejo mineralógico dos sedimentos marinhos e a sua associação com interestratificados de ilite é próprio dos solos sujeitos à influência de clima temperado e mediterrânico (Thiry, 1998) onde a lixiviação é limitada (Thiry, 2000).

A pouca expressão destes minerais argilosos na área de proveniência e comportamento em meio marinho, nomeadamente a tendência de deposição em águas mais profundas justifica a ocorrência de teores médios de ~7% de interestratificados caulinite/esmectite e esmectite na fracção argilosa dos sedimentos da plataforma de Aveiro (Abrantes, comunicação pessoal), que são superiores aos obtidos por Oliveira et al. (2002) na plataforma a norte de Espinho (teor médio ~1% para a esmectite). Mas outros interestratificados como ilite/clorite e ilite/esmectite foram identificados na mesma fracção do sector mais a norte da plataforma de Aveiro (Abrantes et al., 2000, 2001).

A identificação por Machado et al. (1995, 1996) e Silva et al. (1997) de esmectite e interestratificados, nomeadamente do tipo ilite/clorite e ilite/esmectite, nos depósitos holocénicos da "Formação de Cortegaça" indica essas formações como responsável pelo enriquecimento localizado dos sedimentos litorais nesses minerais argilosos (em particular em ilite/clorite e esmectite) como é observável nos sedimentos de face de praia e berma, respectivamente.

Conclusões finais

da identificação à interpretação ambiental

- ✓ Apesar da fracção silto-argilosa ocorrer com presença traço nos sedimentos caracteristicamente arenosos dos depósitos litorais de face de praia, berma e duna entre Espinho e Cabo Mondego, a sua composição mineralógica, a distribuição transversal e longilitoral possibilitou não só a discriminação dos depósitos amostrados, mas também a identificação da fonte proveniência dos sedimentos e das litologias fornecedoras.
- ✓ O estudo da referida fracção demonstrou que os depósitos amostrados detêm especificidades mineralógicas próprias que os individualizam entre si. Constatou-se que os minerais com capacidade de individualização são o quartzo e a calcite, na fracção siltosa; e os interestratificados irregulares 10-14Å, caulinite e clorite, a par dos índices cristaloquímicos da illite, na fracção argilosa.
- ✓ A mineralogia fracção silto-argilosa dos depósitos face de praia, berma e duna que emergem no litoral entre Espinho e Cabo Mondego é dominada pelos minerais de proveniência terrígena. Concretamente, pelo quartzo, filossilicatos, feldspatos potássico e plagioclase.
- ✓ Entre os referidos depósitos amostrados existe similaridade na composição mineralógica, que sugere a mesma fonte de proveniência e a existência de intercâmbios sedimentares, preferencialmente para o interior, com a excepção dos troços sujeitos à erosão costeira onde serão na direcção do mar. A ausência de diferenças significativas, em particular, entre os sedimentos de face de praia e de berma apontam para que formem uma unidade sedimentológica, o que resulta da dinâmica e dos intercâmbios sedimentares que assistem à evolução do perfil de praia.
- ✓ Os teores registados não apresentam, igualmente, diferenças significativas, com a excepção do quartzo e do feldspato potássico, entre os depósitos de face de praia e berma; e da calcite, entre os depósitos de face de praia e berma e os de duna.
- ✓ A ocorrência de teores mais elevados de quartzo nos sedimentos de berma é interpretada como resultado da maior resistência ao transporte eólico, devido à apetência para os diâmetros granulométricos mais grosseiros, comparativamente com os restantes detriticos, reduzindo, deste modo, a sua eficiência e facilitando o aprisionamento dos filossilicatos, que registam teores elevados no mesmo ambiente.
- ✓ A variação transversal (praia → duna) do rácio detriticos finos/detriticos grosseiros no sentido, ligeiro, do incremento sustenta a existência de selectividade granulométrica que

privilegia os detriticos finos relativamente aos detriticos grosseiros.

- ✓ Para além de minerais de proveniência terrigena, foi identificada a presença, com carácter acessório, de opala, calcite, dolomite e anidrite, assim como de siderite, pirite e zeólitos, estes com registo traço.
- ✓ No geral, os minerais químicos exibem a tendência para incrementar o seu peso relativo em direcção às formações dunares em detrimento dos minerais terrigenos. Em particular, e significativamente, a calcite cujo incremento é posto em relevo pela evolução (significativa) do rácio carbonatos/detriticos ao longo do perfil de praia-duna, com os valores mais baixos a ocorrerem nos depósitos de face de praia e os mais elevados a ocorrerem nas formações dunares.
- ✓ Apesar dos minerais argilosos serem comuns nos depósitos amostrados, a relação de teores permite, todavia, a sua discriminação.
- ✓ A illite, caulinite, interestratificados irregulares 10-14Å são os minerais argilosos dominantes na fracção argilosa. A clorite e interestratificados irregulares caulinite/esmectite surgem como minerais acessórios e os interestratificados irregulares illite/clorite e a esmectite como minerais argilosos com presença traço.
- ✓ Considerando os argilosos mais representativos constatou-se que os teores nos depósitos de face de praia seguem a relação $I > I_{10-14}, K > C$, enquanto que nos de berma seguem a relação $I > K, I_{10-14} > C$. Já nos depósitos de duna seguem a relação $I > K > I_{10-14}, C$, que denotam a perda da influência, relativa, mas significativamente, dos interestratificados irregulares dos depósitos de praia para os de duna, por troca com a progressiva relevância, relativa, da caulinite, também de modo significativo.
- ✓ A observação, em alguns dos minerais argilosos, de diferenças significativas entre estes depósitos (face de praia e berma) e os de duna denota que a mineralogia dos sedimentos evoluem ao nível do depósito final com a introdução de impressões mineralógicas que alteram a ordem de grandeza dos teores herdados. Concretamente, as diferenças encontradas entre os teores depósitos de face de praia e berma e os de duna, ao nível dos interestratificados irregulares 10-14Å, caulinite e clorite, poderá ser indiciadora da ocorrência de processos pedogénicos, com carácter incipiente, nos depósitos dunares.
- ✓ O incremento do índice cristaloquímico de Esquevin das illites na direcção dos depósitos dunares configura a evolução composicional das illites do termo ferro-magnesiano para o termo moscovítico, com as diferenças composicionais encontradas entre as illites dos depósitos de praia (face de praia e berma) e de duna a revelarem diferenças significativas. A diferença composicional das illites é interpretada como expressão da resistência à

alteração das ilites moscovíticas relativamente às ilites ferro-magnesianas.

- ✓ Concomitantemente, e em resultado desses mesmos processos, a ordem estrutural, avaliada pelo Índice de Kubler, das ilites dos depósitos de duna é inferior (baixa a média) às dos depósitos de praia (média a elevada), sendo significativas as diferenças encontradas, nomeadamente, entre os depósitos de face de praia e de berma e entre estes e os de duna.
- ✓ Conclui-se, assim, da existência de uma evolução composicional e estrutural das ilites ao longo do perfil de praia. Mas enquanto a melhor organização estrutural das ilites de berma é atribuída à variação sazonal e/ou distribuição na coluna de água, a diminuição das ilites de duna é atribuída ao tempo de residência e às modificações pós-deposicionais, atribuídas a processos pedogénicos incipientes já aludidos, não sendo de excluir, igualmente, a influência da acção mecânica do transporte eólico no desarranjo estrutural das ilites dos depósitos dunares, relativamente aos de praia.
- ✓ O rácio $K/(I+C)$ aumenta de valor ao longo do perfil de praia, sugerindo o empobrecimento relativo da ilite e da clorite na direcção das formações dunares com o simultâneo incremento da caulinite. Se entre os depósitos de face e de berma não é significativa a diferença encontrada, já quando se opõe os de face de praia e de berma (praia) aos de duna constata-se que as relações encontradas já o são.
- ✓ Foram verificadas correlações positivas, com significância, entre alguns dos minerais da fracção fina. Algumas observam, da face de praia para a duna, o seu reforço enquanto outras diluem-se, vindo mesmo a extinguirem-se. A perenidade de algumas das correlações registadas é interpretada como o reflexo da proximidade da área fonte, sustentando, por outro lado, a existência de intercâmbios sedimentares entre os depósitos amostrados, face à resistência ao transporte sedimentar. Já a tendência de enfraquecimento de sinal (diluição) é interpretada como reflexo do distanciamento à área fonte.
- ✓ Assim, as correlações fracas entre os filossilicatos e os feldspatos, e entre estes, apontam para uma fonte distal, que relacionamos com a bacia do Douro e do Vouga. As correlações mais fortes entre os filossilicatos e a siderite, pirite e anidrite apontam para uma fonte proximal, associamos à erosão dos níveis sedimentares subjacentes às formações dunares, de características continentais, que bordejam o perfil de praia, designadamente no sector setentrional.
- ✓ Verifica-se uma ausência generalizada de correlações entre os minerais argilosos. Destaca-se, contudo, a correlação entre a caulinite e a clorite, por expressar a oposição entre a meteorização química e a física ao nível fonte de proveniência, primária, dos sedimentos, isto é, das bacias hidrográficas que drenam para o trecho litorâneo em estudo, que parece,

assim, não diluir-se durante o transporte e deposição.

da distribuição regional à análise de proveniência e dispersão

- ✓ A análise da distribuição longilitoral dos teores dos minerais terrígenos permitiu reconhecer tendências e com base nelas identificar as fontes de proveniência dos sedimentos que integram os depósitos litorais emersos.
- ✓ A referida análise permitiu verificar que a descontinuidade definida pela barra da Laguna de Aveiro determina o comportamento longilitoral de alguns dos minerais não argilosos (filossilicatos, feldspatos, anidrite) e argilosos (clorite, interestratificados irregulares 10-14Å), com o registo de variações significativas nos teores a norte e a sul da referida descontinuidade, que levaram à definição dos sectores setentrional e meridional, respectivamente.
- ✓ O quartzo revela a ausência de um padrão de distribuição que torna indistinto o sector setentrional e meridional. As correlações positivas registadas com o diâmetro granulométrico da componente arenosa, dos mesmos sedimentos, indiciam que a ocorrência é condicionada pelo hidrodinamismo do meio.
- ✓ Contrariamente, os filossilicatos ocorrem com teores mais elevados no sector setentrional relativamente ao meridional, diferença que é significativa ao nível da face de praia, com os feldspatos a terem um comportamento contrário.
- ✓ O rácio detriticos finos/detriticos grosseiros apresenta valores mais elevados no sector setentrional e os mais baixos no sector meridional, com sinal significativo ao nível da face de praia, marcando, assim, a influência dos detritico finos sobre os detriticos grosseiros no primeiro sector e vice-versa no último sector.
- ✓ Entre os minerais químicos, destaca-se o comportamento da calcite, dolomite e anidrite pelas tendências de grande amplitude nos depósitos amostrados, com a excepção da dolomite nos de duna.
- ✓ A calcite observa um enriquecimento abrupto em torno da barra da laguna de Aveiro, levando o sector meridional a exibir teores significativamente mais elevados que o setentrional, designadamente nos depósitos de face de praia e berma. Já a dolomite e a opala exibem teores próximos em ambos sectores, mas com tendência, longilitoral, contrária à da calcite: os teores mais baixos vão sendo registados à medida que nos aproximamos da barra da laguna de Aveiro.
- ✓ O comportamento longilitoral do rácio carbonatos/detriticos surge com os valores mais elevados associados no sector meridional, o que evidencia a influência dos carbonatos,

particularmente da calcite, sobre os detritos para sul da barra de Aveiro.

- ✓ O padrão de distribuição da anidrite é caracterizado pelo contraste entre o sector setentrional e o meridional, sendo clara a ocorrência de teores significativamente mais elevados em todo o sector setentrional, individualizando-o relativamente ao meridional. Este comportamento longilitoral da anidrite aponta para que resulte do desmantelamento por erosão das formações arenosas e lodosas que confinam com a praia nesse sector, funcionando, assim, tal como a siderite e pirite, como marcador desses contributos sedimentares.
- ✓ Os minerais com registo traço manifestam um padrão irregular e localizado que aponta para proximidade da área fonte de proveniência. Estes minerais parecem estar, também, relacionados com a erosão das formações arenosas e lodosas, sobre as quais assentam formações dunares, que ocorrem no sector setentrional.
- ✓ O predomínio dos terrígenos na fracção fina atesta a importância do contributo fluvial no fornecimento sedimentar. A sua ocorrência está relacionada com proveniências diversas sendo, contudo, de supor que a determinante esteja relacionada com as formações graníticas e metamórficas que afloram na bacia do Douro e do Vouga, o que é sustentado, nomeadamente dos filossilicatos e feldspatos potássico, na correlação entre os teores e a distância à extremidade setentrional do troço costeiro estudado, negativa e positiva, respectivamente.
- ✓ O índice de maturidade corrobora a mesma análise ao tender a aumentar em direcção às áreas meridionais e diminuir em torno da barra de Aveiro, que é marcada pela introdução de feldspatos na corrente de deriva litoral. As inversões de tendência registadas, nomeadamente, no sector setentrional são atribuídas aos imputes resultantes do desmantelamento das formações dunares.
- ✓ Os teores mais elevados da ilite ocorrem na região envolvente da barra da laguna de Aveiro, para norte e para sul do qual se verifica uma redução nos mesmos.
- ✓ Os índices de Esquevin apontam para que composicionalmente as ilites moscovíticas se encontrem associadas ao sector setentrional, ao passo que ao sector meridional encontram-se associadas ilites de composição ferro-magnésiana, com as diferenças encontradas a revelaram-se significativas em alguns dos depósitos litorais emersos.
- ✓ No que respeita à cristalinidade, aferida pelo índice de Kubler, constata-se que as ocorrentes no sector setentrional apresentam cristalinidade média a baixa, enquanto que no sector meridional as ilites exibem cristalinidade média a alta, com a ocorrência na área que se estende para norte do Cabo Mondego de ilites com cristalinidade média a baixa.

- ✓ A desconformidade entre a cristalinidade das ilites debitadas pela Bacia do Douro e as registadas nos depósitos de praia e duna apontam para a degradação mecânica (ondulação; correntes de deriva; mecanismo espraio-ressaca) com o transporte longilitoral. Por outro lado, a cristalinidade média a alta das ilites (ferro-magnesianas) que ocorrem no sector meridional sugere proveniência próxima, que é associada à Bacia do Vouga, o que demonstra que a sua drenagem ocorre para sul.
- ✓ O predomínio no sector setentrional de ilites aluminosas (moscovíticas) sobre as ferro-magnesianas (biotíticas) conduz á conclusão de que o fornecimento das formações graníticas se sobrepõem ao das formações metamórficas do complexo Xisto-Grauváquico, onde predominam as ilites de carácter biotítico. A discrepância composicional verificada entre as ilites dos sedimentos da laguna de Aveiro (aluminosas) e as dos depósitos litorais emersos (ferro-magnesianas) é explicada pela ocorrência de modificações pós-deposicionais e/ou sedimentação diferencial no ambiente lagunar.
- ✓ Os interestratificados irregulares 10-14Å exibem teores, significativamente, mais elevados nos depósitos de face de praia do sector meridional, tendência que se esbate nos restantes depósitos amostrados, reflectindo, eventualmente, a sua instabilidade, o que parece denunciar o contributo das "Argilas de Aveiro" e dos depósitos pós-cretácicos que drenam para a laguna de Aveiro.
- ✓ Contrariamente, os teores mais elevados de clorite estão associados ao sector setentrional, sendo significativa a diferença encontrada ao nível de alguns dos depósitos amostrados (face de praia e duna) quando comparados com os registados no sector meridional. O enriquecimento no sector setentrional deverá estar relacionado com o contributo das formações metamórficas que afloram, mais expressivamente, na bacia do Douro (Complexo Xisto-Grauváquico) do que na bacia do Vouga. A clorite constitui, assim, o sinal do contributo sedimentar daquela bacia, sinal que se sobrepõe ao da bacia do Vouga.
- ✓ Na área que se estende para norte do Cabo Mondego é de destacar, concretamente nos sedimentos de berma, o enriquecimento relativo dos sedimentos em clorite, o que pode indicar o eventual fornecimento sedimentar com origem na Bacia do Mondego, eventualmente associado à corrente de deriva para norte associada à ondulação de SW.
- ✓ No que respeita ao comportamento longilitoral dos minerais argilosos, a caulinite é caracterizada pela ocorrência dos teores mais elevados em torno da barra da laguna de Aveiro, não sendo observável uma distinção significativa entre os teores observados no sector setentrional e meridional nos depósitos de face de praia e berma. Essa indistinção estende-se à cristalinidade média com tendência para se tornar baixa na área envolvente dessa descontinuidade. Não deixa, todavia, de sugerir diferentes graus de meteorização

das rochas continentais, que será mais elevada a norte (bacia do Douro) do que a sul (bacia do Vouga), em resultado da maior eficiência da drenagem na bacia do Douro, levando a que a cristalinidade da caulinite sofra uma melhoria para sul nos sedimentos estudados. O enriquecimento da caulinite para sul aponta para o contributo da “Formação de Cortegaça” e dos níveis lodosos que afloram no sector setentrional, ao qual há que adicionar o das formações pós-cretácicas que drenam para a Laguna de Aveiro.

- ✓ Já nos depósitos de duna é evidente a tendência para os teores de caulinite serem significativamente mais elevados no sector meridional relativamente ao mais setentrional, o que é atribuído aos processos pedogénicos incipientes, que são favorecidos pela relativa estabilidade das formações dunares que ocorrem naquele sector (meridional), concretamente a sul de Mira.
- ✓ A ocorrência significativa de illite e caulinite associada à clorite nos depósitos sedimentares litorais compagina-se com as formações ígneas (ex.: granitos, granodioritos) e metamórficas (Complexo Xisto-grauváquico e Xistos das Beiras) que ocorrem nas bacias hidrográficas do Douro (a norte) e do Vouga (ao centro) que, directa ou indirectamente, drenam para o litoral próximo, com particular ênfase para a bacia mais setentrional.
- ✓ Entre os minerais com ocorrência menos significativa, os interestratificados irregulares caulinite/esmectite ocorrem com teores mais elevados no sector meridional, sendo localizado o registo de interestratificados irregulares illite/clorite e esmectite.
- ✓ A plataforma continental terá reduzida importância no fornecimento de sedimentos que integram os depósitos amostrados, apesar do registo da presença de cocólitos nos sedimentos de praia e duna, contudo sem qualquer outro sinal mineralógico que a sustente como fonte de proveniência.
- ✓ Assim, as fontes de sedimentos dos depósitos que emergem entre Espinho e Cabo Mondego são: as bacias hidrográficas do rio Douro e do rio Vouga; os ambientes de transição fluvio-marinho do estuário do Douro e da laguna de Aveiro; e as formações sedimentares sujeitas à erosão marinha, erosão que é relevante entre Espinho e Furadouro, como comprovam as conclusões até agora referidas.
- ✓ Deve-se, igualmente, acautelar nas interpretações extraídas dos resultados da análise mineralógica dos sedimentos silto-argilosos, em particular dos minerais argilosos, de que se trata de um sistema de múltiplas variáveis cuja a magnitude de influência ainda não é completamente conhecida, que ao não ser considerada poderá resultar em contradições interpretativas.

Trabalhos Futuros

Considerando, a eventual influência das variações sazonais, designadamente do caudal fluvial e o comportamento das plumas turbídicas, na mineralogia dos depósitos litorais considerados, entendemos que de futuro se deve:

- ✓ Estudar a variação sazonal da mineralogia da fracção silto-argilosa dos depósitos litorais estudados no presente trabalho.
- ✓ Estudar o comportamento das plumas túrbidas nas desembocaduras dos pontos de injeção de sedimentos e mecanismo de interacção com os depósitos litorais.

Por outro lado, se a mineralogia da fracção silto-argilosa evidencia capacidade de discriminar depósitos litorais recentes, importa verificar a aplicabilidade da mesma metodologia em sequências sedimentares obtidas no mesmo contexto geológico. Assim, é de aplicá-la em testemunhos de sondagem obtidos no cordão litoral da área de estudo, com o intuito verificar a funcionalidade na identificação de paleo-ambientes litorais, e deste modo contribuir, a par de outras metodologias sedimentológicas assim como geoquímicas, para a reconstrução ambiental da região.

Neste sentido, é importante completar o presente trabalho com o estudo da evolução da mineralogia da fracção silto-argilosa ao longo do perfil transversal do cordão litoral. Isto é, estudar a mineralogia da referida fracção entre o seu limite oceânico e o seu limite lagunar.

Partindo dos resultados obtidos pelo autor deste trabalho com a aplicação desta metodologia no litoral compreendido entre Tróia e Sines, é de prosseguir com a sua aplicação noutros contextos geológicos, a fim de concluir relativamente à sua eficiência na discriminação à escala supra-regional.

Considerando o contexto de forte intervenção antrópica e sabendo que os poluentes (metais tóxicos e materiais orgânicos) se concentram preferencialmente na fracção silto-argilosa, importa, noutro âmbito, aprofundar os estudos de caracterização geoquímica já iniciados pelo autor, designadamente na perspectiva a variação sazonal.

Bibliografia

- [1] ABRANTES, I. & MAGALHÃES F. (2000) — Dinâmica sedimentar actual da plataforma e vertente continental entre Espinho e Aveiro — Modelo conceptual e balanço. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 221-222.
- [2] ABRANTES, I. ROCHA, F. & DIAS, J. (2001) — Mineralogical characterization of the clay fraction of the sediments of the continental shelf and upper slope between Espinho and Aveiro (Portugal). *In*: MILLÁN, J. J. (ed.), *Nuevas tendencias en el estudio de las arcillas*, Actas da XVI Reun. Cient. Soc. Esp. Arcillas, pp. 76-79.
- [3] ABRANTES, I., MAGALHÃES, F. & DIAS, J. M. (1994) — Characterisation of the surface sediments of the continental shelf and upper slope between Espinho and Aveiro. *I Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica*, Gaia. No. 8, pp. 97-104.
- [4] ABRANTES, I., ROCHA & DIAS, J. (2003) — Distribuição e composição dos sedimentos em suspensão na ria de Aveiro". *4th Symposium on the Atlantic Iberian Continental Margin*, Thalassas, No. 19 (2b), pp. 27-28.
- [5] ABRANTES, I., ROCHA, F. DIAS, J. (2002) — Clay minerals distribution in shelf surface sediments between Espinho and Cabo Mondego (Portugal). *In*: SANFELIU & JORDAN (eds.), *La investigación de arcillas en geología, agricultura, medio ambiente y ciencia de materiales*, Actas da XVII Reun. Cient. Soc. Esp. Arcillas, pp. 55-58.
- [6] ABRANTES, I., ROCHA, F., VIDINHA, J. & DIAS, J. A. (2000) — Fracções finas dos sedimentos da plataforma e vertente continental superior entre Espinho e Aveiro – resultados preliminares. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 405-406.
- [7] ABRANTES, M. I. (1994) — *A cobertura sedimentar da plataforma e da vertente continental superior entre Espinho e Aveiro*. Universidade de Aveiro, Dissertação de Mestrado, 178p.
- [8] ACHAB, M., GUTIÉRREZ MAS, J. M., SÁNCHEZ BELLÓN, A. & LÓPEZ AGUAYO, F. (2000) — Dinámica de incorporación y transporte de sedimentos finos y minerales de la arcilla entre la zona interna y externa de la bahía de Cádiz. *Geogaceta*, 27, pp. 3-6.
- [9] AIRES-BARROS, L. (1968) — *Apointamentos de Geologia de Portugal*. Lisboa, Instituto Superior Técnico, 180p.
- [10] AMARAL, D. (1968) — A Laguna: Vida, Morte e Ressurreição de Aveiro. *Aveiro e o Seu Distrito*, No.6.
- [11] ARAÚJO, M. A. (1993) — Fácies fluvial versus marinho nos depósitos da plataforma litoral da região do Porto. *3ª Reunião do Quaternário Ibérico* (Coimbra), pp. 225-235.
- [12] ARAÚJO, M., MARQUES, R. & ROCHA, F. (2000) — Caracterização química e mineralógica da fracção silto-argilosa de sedimentos dos Rios Minho, Lima, Cavado, Ave e Douro. *In*:

- DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica*, (Faro) pp. 97-98.
- [13] ASSEEZ, L. (1972) — Triangular Presentation of textural data in the interpretation of depositional environments. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo.42, No.3, pp. 729-731.
- [14] BADIOZAMANI, K. (1973) — The dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo. 43, pp. 965-984.
- [15] BÁRDOSSY, G. (1997) — Some fields of geomathematic as seen by a geologist (is there a bridge between geologists and mathematicians?). *In: GLAHN V. P. (ed.), IAMG '97 – Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology*, Part I, pp. 36-56.
- [16] BEGONHA, A. & SEQUEIRA BRAGA, M. A. (2002) — Weathering of the Oporto granite: geo-technical and physical properties. *Catena*, 653, pp. 57-76.
- [17] BERNARDES, C., MARQUES DA SILVA, M. & ROCHA, F. (2003) — Nota sobre ocorrência de níveis lodosos sob o actual cordão litoral entre Torreira e Furadouro (Portugal). *4th Symposium on the Atlantic Iberian Continental Margin*, Thalassas, No. 19 (2b), pp. 141-142.
- [18] BERNER, R. A. (1971) — *Principles of Chemical Sedimentology*. International Series in the Earth & Planetary Sciences, USA, MacGraw Hill, 240p.
- [19] BETTENCOURT, A., ANGELO, C. (1992) — Faixa Costeira Centro Oeste (Espinho-Nazaré): Enquadramento Geomorfológico e Evolução Recente. *Geonovas Especial*, nº1. *A Geologia e o Ambiente*. pp. 7-30.
- [20] BETTENCOURT, P. & ANGELO, C. (1992) — Faixa costeira centro oeste (Espinho-Nazaré): enquadramento geomorfológico e evolução recente. *Geonovas*, No. Especial. 1, pp. 7-30.
- [21] BISCAYE, P. E. (1965) — Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean ad adjacent seas and oceans. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Vo.76, pp. 803-832.
- [22] BRADSHAW, B. E., HEALY, T. R., DELL, P. M. & BOLSTAD, W. M. (1991) — Inner shelf dynamics on a storm-dominated coast, East Coromandel, New Zealand. *Jour. Coastal Research*, 7 (1), pp. 11-30.
- [23] BRAGA, M. A., PAQUET, H. & BEGONHA, A. (2002) — Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. *Catena* 49, pp. 41-56.
- [24] BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (eds.) — *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Mineralogy Society, London, 549p.
- [25] BRINDLEY, G. W. (1980) — Order-disorder in clay minerals structure. *In: G. W. BRINDLEY & G. BROWN (eds.), "Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification"*, Mineralogy Society, London, pp. 126-195.
- [26] CABALLERO, M. A. & VIVALDI, J. M. (1975) — Estudio de la fraccion fina del trias Espanol. *Proc. 1972 Int. Clay Conference*, Mem. Inst. Geol. Min. Espanol, pp. 313-324.

-
- [27] CARRINGTON DA COSTA, M. (1950) — Notícia sobre a carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, 28p.
- [28] CARVALHO, J., BARCELÓ, J. (1966) — Agitação Marítima na Costa Oeste de Portugal Metropolitano. *Memória* 290, LNEC, Lisboa, 33p., 24 anexos.
- [29] CASCALHO, J. & MAGALHÃES, F. (2000) — Dispersão dos sedimentos na plataforma continental portuguesa setentrional. *In: DIAS J. A. & FERREIRA O. (eds.), 3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 255-256.
- [30] CHAMLEY, H. (1967) — Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un mineral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 265, pp. 1184-1187.
- [31] CHAMLEY, H. (1971) — Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Mem. Serv. de la Carte Geol. D'Alsace et de Lorraine* No. 35, Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, 208p.
- [32] CHAMLEY, H. (1989) — *Clay Sedimentology*. Berlin, Springer Verlag, 623p.
- [33] CHAUHAN, O. S. & GUJAR, A. R. (1996) — Surficial clay mineral distribution on the southwestern continental margin of India: evidence of input from the Bay of Bengal. *Continental Shelf Research*, Vo.16, No.3, pp. 321-333.
- [34] CHESTER, R. (1993) — *Marine geochemistry*. London, Chapman & Hall, 698p.
- [35] CLAYTON, T., PEARCE, R. B. & PETERSON, L. C. (1999) — Indirect climatic control of the clay mineral composition of Quaternary sediments from the Cariaco basin, northern Venezuela (OPD Site 1002). *Marine Geology* 161, pp. 191-206.
- [36] COSTA, J. CARRINGTON DA (1950) — Notícia sobre a Carta Geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Serviços Geológicos de Portugal*, pp. 1-28.
- [37] CRAVIDÃO, F. (1988) — *A População e o Povoamento da Gândara — Génese e Evolução*. Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, pp. 19-64.
- [38] CUNHA, S. (1939) — *Notícia Sobre as Industrias Marítimas na Área da Jurisdição da Capitania do Porto de Aveiro*. Aveiro, Gráfica Aveirense, 35p.
- [39] DECARREAU, A., BONNIN, D., BADAUTH-TRAUTH, D., COUTY, R. & KAISER, P. (1987) — Synthesis and crystallization of ferric smectite by evolution of Si-Fe coprecipitates in oxidizing conditions. *Clay Minerals*, 22, pp. 207-223.
- [40] DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1981) — *Minerais Constituintes das Rochas — Uma Introdução*. Lisboa, Ed. Fundação Calouste Gulbenkian, 559p.
- [41] DIAS, J. M. & NITTROUER, C. A. (1984) — Continental shelf sediments of northern Portugal. *Continental Shelf Research*, Vo.3, No. 2, pp. 147-165.
- [42] DIAS, J. M. (1987) — Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. Lisboa, Universidade de Lisboa, Tese doutoramento, 384p.
- [43] DIAS, J. M., LOPES, J. F. & DEKEYSER, I. (1999) — Hydrological characterization of Ria de
-

- Aveiro, Portugal, early summer. *Oceanológica Acta*, Vo. 22, No.5, pp. 473-485.
- [44] DIAS, J. M., LOPES, J. F. & DEKEYSER, I. (2000) — Tidal propagation in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vo. 25, No. 4, pp. 369-374.
- [45] DIAS, J. M., PILKEY, J. O. & HEILWEL, V. M. (1984) — Detrital mica. Environment significance in North Portugal Continental shelf sediments. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, To. 70, No.1, pp. 93-101.
- [46] DIAS, J., JOUANNEAU, J., WEBER, O., ARAÚJO, M., DRAGO, T., GARCIA, C., OLIVEIRA, A., RODRIGUES, A. & VITORINO, J. (2000) — Present day sedimentary processes on the northern Iberian Shelf. In: DIAS J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 255-256.
- [47] DIOGO, M. A. (2003) — Evolução da linha de costa da Praia da Vagueira. Aveiro, Universidade de Aveiro, Tese de Mestrado, 188p.
- [48] DIRECÇÃO GERAL DE APROVEITAMENTO DE RECURSOS HIDRÁULICOS (1986) — Monografias hidrológicas dos principais cursos de água de Portugal continental, Lisboa 569p.
- [49] DOVAL, M., DOMÍNGUEZ DIAZ, M. C., BRELL, J. M. & GARCIA ROMERO, E. (1985) — Mineralogia Y sedimentologia de las fácies distales del borde norte de la cuenca del Tajo. *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, pp. 257-269.
- [50] DOYLE, L. J., CLEARY, W. J. & PILKEY, O. H. (1968) — Mica: it's use in determining shelf depositional regimes. *Marine Geology*, 6, pp. 381-389.
- [51] DRAGO, T. (1995) — *La vasière ouest-Douro sur la plateforme continentale nord-portugaise. Role, fonctionnement, evolution*. Bordeaux, Universidade Bordeaux, Thèse de doctorat, 265p.
- [52] DRAGO, T., JOUANNEAU, J. M., DIAS, J. A. & PRUD'HOMME, R. (1995) — Os factores condicionantes da existência de alimentação do complexo Silto-Argiloso situado a oeste do Douro. *IV Congresso Nacional de Geologia* (Porto), *Memórias e Notícias — Museu e Lab. Min. e Geológico da Universidade Porto*, No. 4, pp. 917-922.
- [53] DRAGO, T., JOUANNEAU, J. M., DIAS, J. M., PRUD'HOMME, R., KUEHL, S. A. & SOARES, A. M. (1994) — La vasiere Ouest-Douro et le piegeage des sediments estuariens recents. *Simpósio sobre a margem continental Ibérico-Atlântica*, Gaia No. 9, pp. 53-58.
- [54] DRAGO, T., JOUANNEAU, J. M., WEBER, O., NAUGHTON, F. & RODRIGUES, A. (2000) — Environmental factors controlling the depositional facies characteristics of Minho, Douro and Tejo mud patches. In: DIAS J. D. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 217-218.
- [55] DRAGO, T., NAUGHTON, F., MORENO, J., ROCHA, F., CACHÃO, M., SANCHEZ GÖNI, M., OLIVEIRA, A., CASCALHO, J., FATELA, F., FREITAS, C. & ANDRADE, C. (2002) — Geological record of environmental changes in the Douro estuary (NW Portugal) since the Last Glacial. In *"Proceddings from 6º International Symposium Littoral 2002"* (Porto), Vo. III, pp. 341-

- 346.
- [56] DRAGO, T., OLIVEIRA, A., MAGALHÃES, F., CASCALHO, J., JOUANNEAU, J. M. & VITORINO, J. (1998) — Some evidences of northward fine sediment transport in the northern Portuguese continental shelf. *Oceanologica Acta*, Vo. 21, No. 2, pp. 223-231.
- [57] DUANE, D. B. (1964) — Significance of skewness in recent sediments western Pamlico Sound, North Carolina. *Jour. Sedimentary Geology*, Vo. 34, No.4, pp. 864-874.
- [58] EINSELE, G. (1996) — Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview. *Sedimentary Geology*, 104, pp. 11-37.
- [59] ESQUEVIN, J. (1969) — Influence de la composition chimique des argiles sur la cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*, 3, pp. 147-154.
- [60] FERREIRA, D. B. (1981) — Carte geomorphologique du Portugal. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 6, 55p.
- [61] FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., & RIBEIRO, M. L. (1987) — Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA & M.D. RODRÍGUEZ ALONSO (eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Madrid, Editorial Rueda, pp. 37-51.
- [62] FERREIRA, O., DIAS, J. A. & CARVALHO, G. S. (1988) — *Síntese dos Conhecimentos Sobre a Dinâmica Sedimentar da Zona Costeira entre Peniche e o Rio Minho*. Relatório DISEPLA 8/88 (não publicado), 31p.
- [63] FIÚZA, A., MACEDO, M., & GUERREIRO, M. (1982) — Climatological space and time variation of the portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta*, 5(1), 31-40.
- [64] FOLK, R. L. & LAND, L. S. (1974) — Mg/Ca ratio salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Vo. 59, pp. 60-68.
- [65] FOLK, R., WARD, W. (1957) — Brazos River Bar: a Study in the Significance of the Grain Size Parameters. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo. 27, No. 1, pp. 3-26.
- [66] FRIEDMAN, G. M. (1979) — Differences in size Distribution of Populations of Particles Among Sands of Various Origin: Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. *Sedimentology*, Vo. 18, pp. 3-32.
- [67] FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. (1978) — *Principles of Sedimentology*. New York, John Wiley & Sons, 792p.
- [68] FUTTERER, D. K. (2000) — The solid Phase of Marine Sediments. *In*: SCHULTZ H. D. & ZABEL, M. (eds.) *Marine Geochemistry*, New York, Springer, pp. 1-22.
- [69] G. W. BRINDLEY & G. BROWN (1980) — *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*, Mineralogy Society, London, pp. 126-195.
- [70] GIBBS, R. J. (1965) — Error due to segregation in quantitative clay mineral ray diffraction mounting techniques, *American Mineralogist*, Vo. 50, pp. 741-751.

- [71] GIBBS, R. J. (1977) — Clay mineral segregation in the marine environment. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo.47, No.1, pp. 237-243.
- [72] GIBBS, R. J. (1983) — Coagulation rates of clay minerals and natural sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo. 53, No. 4, pp. 1193-1203.
- [73] GIBLIN, A. E. & HOWARTH, R. W. (1984) — Porewater evidence for a dynamic sedimentary iron cycle in salt marshes. *Limnology and Oceanography*, 29, pp. 47-63.
- [74] GINGELE, F. X. & LEIPE, T. (1997) — Clay mineral assemblages in the western Baltic Sea: recent distribution and relation to sedimentary units. *Marine Geology*, 140, pp. 97-115.
- [75] GOMES, C. & DELGADO, H. (1991) — Distribuição dos minerais argilosos nos sedimentos recentes da Laguna de Aveiro. *A Zona Costeira e os Problemas Ambientais* (Aveiro, EURO-COAST), pp. 74-79.
- [76] GOMES, C. (1983) — *Argilas: matéria prima cerâmica*. Aveiro, Universidade Aveiro, 226p.
- [77] GOMES, C. (1986) — *Argilas – O que são e para que servem*. Lisboa, Ed. Fundação Calouste Gulbenkian, 457p.
- [78] GOMES, C. (1987) — Minerais da carga sólida em suspensão de rios e ribeiros que afluem à Ria de Aveiro. *Rev. Universidade Aveiro, Geociências* Vo.2, Fasc.1-2, pp. 9-26.
- [79] GOMES, C., ROCHA, F. & DELGADO, H. (1994) — Present stage of the mineralogical and geochemical studies of Cenozoic sediments from the Aveiro lagoon and adjacent littoral areas. *I Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Lisboa), *Gaia* No. 8, pp. 143-147.
- [80] GRIFFIN, J. J., WINDOM, H. & GOLDBERG, E. D. (1968) — The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Res.*, 15, pp. 433-459.
- [81] GUTIÉRREZ MÁ, J. M., ACHAB, S. B., MORAL CARDONA, J. P. & LÓPEZ AGUAYO, P. (1996) — Clay minerals in recent sediments of the Cádiz bay and their relationships with the adjacent emerged lands and the continental shelf. *Advances in Clay Minerals*, pp. 121-123.
- [82] HAESE, R. R. (1999) — The reactivity of Iron. *In*: SCHULTZ, H. D. & ZABEL, M. (eds.), *Marine Geochemistry*. New York, Springer, pp. 233-254.
- [83] HARDER, H. (1974) — Illite mineral synthesis at surface temperatures. *Chemical Geology*, 14, pp. 241-253.
- [84] HAYES, M. O. (1967) — Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf. *Marine Geology*, 5, pp. 111-132;
- [85] HEIN, J. R., BOUMA, A. H., HAMPTON, M. A. & ROSS, C. R. (1979) — Clay mineralogy, fine-grained sediment dispersal, and inferred current patterns, lower Cook inlet and Kodiak shelf, Alaska. *Sedimentary Geology*, 24, pp. 291-306.
- [86] HEIN, J. R., BOUMA, A. H., HAMPTON, M. A. & ROSS, C. R. (1979) — Clay mineralogy, fine-grained sediment dispersal, and inferred current patterns, lower Cook Inlet and Kodiak

- shelf, Alaska. *Sedimentary Geology*, 24, pp. 291-306.
- [87] HIDROPROJECTO (1981) — *Leixões – Cabo Mondego, Problemas Litorais*. Ministério dos Transportes e Comunicações – Direcção Geral de Portos, Memória Geral, Vo. 1.
- [88] INÁCIO, M. M., PEREIRA, V., ROCHA, F. & PINTO, M. S. (2001) — Geochemical and mineralogical mapping soils in Portugal. In: LAGO, M., ARRANZ, E. & GALÉ, C. (eds.), *III Congreso Ibérico de Geoquímica, VIII Congreso de Geoquímica de España* (Zaragoza), pp. 383-386.
- [89] INGLÈS, M. & RAMOS-GUERRERO, E. (1995) — Sedimentological control on the clay mineral distribution in the marine and non-marine Palaeogene deposits of Mallorca (Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 94, pp. 229-243.
- [90] INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA (1986) — *Características do clima da Costa Ocidental de Portugal de interesse para a navegação marítima*. Divisão de Meteorologia Marítima, 41p.
- [91] IRION, G. & ZOLLNER, V. (1990) — Pathways of fine-grained clastic sediments — examples from the Amazon, the Weser Estuary, and the North Sea. In: HELLING, D., ROTHE, P., FORSTNER, U. & STOFFERS, P. (eds.), *Sediments and Environmental Geochemistry — selected aspects and case histories*, pp. 351-366.
- [92] JOUANNEAU, J. M., WEBER, O. & LESUEUR, P. (2000) — Comparasion de las taxas de sedimentacion sobre el margen NE Atlantico (Golfo de Viscaya y Oeste Iberica. In: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 259-260.
- [93] JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) — *Memória explicativa del Mapa Tectónico de la península Ibérica y Baleares*. Madrid, Inst. Geol. Min. Espanha, 113p.
- [94] KASTEN, S. & JØRGENSEN, B. B. (2000) — Sulfate reduction in marine sediments. In: SCHULTZ, H. D. & ZABEL, M. (eds.), *Marine Geochemistry*, Springer, pp. 263-281.
- [95] KASTNER, M. (1979^a) — Silica polymorphes. In Marine Minerals, Roger G. Burns ed, *Reviews in Mineralogy*, Vo.6, pp. 99-109.
- [96] KASTNER, M. (1979^b) — Zeolites. In Marine Minerals, Roger G. Burns ed, *Reviews in Mineralogy*, Vo.6, pp. 111-122.
- [97] KEEN, M. J. (1968) — *An Introduction to Marine Geology*. Oxford, Pergamon Press, 280p.
- [98] KLAUCKE, I., SAVOYE, B. & COCHONAT, P. (2000) — Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France. *Marine Geology* 162, pp. 405-422.
- [99] KNEBEL, H. J., CONOMOS, T. J. & COMMEAU, J. A. (1977) — Clay mineral variability in the suspend sediments of the San Francisco bay system, California. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo. 47, No. 1, pp. 229-236.
- [100] KOLDUK, W. (1968) — On Environment-sensitive Grain-size parameters. *Sedimentology*, 10, pp. 57-69.

- [101] KOLLA, V. & BISCAYE, P. E. (1977) — Distribution and origin of quartz in the sediments of the Indian Ocean. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo.47, No.2, pp. 642-649.
- [102] KOLLA, V., KOSTECKI, J. A., ROBINSON, F. & BISCAYE, P. E. (1981) — Distributions and origins of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian Sea. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo.51, No.2, pp. 563-569.
- [103] KOMAR, D. (1976) — *Beach Processes and Sedimentation*. 1ª Edição, Prentice-Hall, 429p.
- [104] KRAUSKOPF, K. B. & Bird, D. K. (1995) — *Introduction to Geochemistry*. New York, McGraw-Hill Inc., 3ª Edição, 647p.
- [105] KUBLER, B. (1964) — Les argyles, indicateurs de métamorphisme. *Ver. Inst. Fr. Pétrole*, 19, pp. 1093-1112.
- [106] LICK, W. & WUANG, H. (1993) — Flocculation and physical properties of flocks. *In*: METHA, A. J. (Ed.), *Nearshore and estuarine cohesive sediment transport*, Coastal and Estuarine Studies, American Geophysical Union, Washington, pp. 21-39.
- [107] LINDIM, C. & NEVES, R. (2000) — Modelação de processos diagenéticos. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 265-266.
- [108] LOPES, J. F., DIAS, J. M. & DECKEYSER, I. (2001) — Influence of the tides and river inputs on suspended sediment transport in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. *Phys. Chem. Earth*, Vo. 26, No.9, pp. 729-734.
- [109] LÓPEZ-GALINDO, A., RODERO, J. & MALDONADO, A. (1999) — Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology*, 155, pp. 83-98.
- [110] MACHADO, A. SILVA, A. P., ROCHA, F. & GOMES, C. (1995) — Contribuição da mineralogia das argilas para o estudo paleogeográfico das formações arenito-pelíticas da Praia da Cortegaça (Ovar). *Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, Memória No.4, pp. 647-652.
- [111] MACHADO, A., ROCHA, F. & GOMES, C. (1996) — Clay mineralogy, geochemistry and paleoenvironmental evolution of Quaternary sediments from the Ovar region (Aveiro, Portugal). *Advances in Clay Mineralogy*, pp. 131-133.
- [112] MAGALHÃES, F. & DIAS, J. A. (1992) — Depósitos sedimentares da plataforma continental a norte de Espinho. *Gaia*, No. 5, pp. 6-17.
- [113] MAGALHÃES, F. (1993) — A cobertura sedimentar da plataforma e vertente continental superior a norte de Espinho. Lisboa, Universidade de Lisboa, Dissertação de Mestrado, 191p.
- [114] MAGALHÃES, F. (1999) — Os sedimentos da plataforma continental portuguesa: contrastes espaciais, perspectiva temporal, potencialidades económicas. Lisboa, Universidade de Lisboa, Dissertação de Doutoramento, 289p.
- [115] MAGALHÃES, F., CASALHO, J., DIAS, J. & MATOS, M. (2000) — Surface sediments of the

- Portuguese continental shelf north Espinho. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 263-264.
- [116] MARTINS, F. (1946) — Configuração do Litoral Português no Último Quartel do Século XIV — Apostila a um Mapa. *Biblos*, Vo. XXII, Tomo I, pp. 163-197.
- [117] MEDINA, J. M. (1996) — Contribuição para o conhecimento da Geologia do Grupo das Beiras (CXG) na Região do Caramulo-Buçaco (Portugal). Aveiro, Universidade de Aveiro, Dissertação de doutoramento, 202p.
- [118] MEHTA, A. J. (1989) — Fine sediment stratification in coastal waters. *Third National Conference on Dock & Harbour Engineering*, Surathkal, pp. 487-492.
- [119] MENDES, H. (1974) — *Cartografia e Engenharia da Ria e Barra de Aveiro no Último Quartel do Sec. XVIII*. Arquivo do Distrito de Aveiro, Vo. XL, pp. 184-220.
- [120] MENDES, J. C. & BETTENCOURT, M. L. (1980) — *Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e classificação climática de Portugal Continental*. Clima de Portugal, Fasc. XXIV, Inst. Nacional Meteorologia e Geofísica Lisboa.
- [121] MIGNIOT, C. (1968) — Étude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, 7, pp. 591-620.
- [122] MORAD, S. (1990) — Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clays and Clay Minerals*, Vo.38, No.6, pp. 584-590.
- [123] MORTIMER, R. J. G. & COLEMAN, M. L. (1997) — Microbial influence on the oxygen isotopic composition of diagenetic siderite. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 61, pp. 1705-1711.
- [124] MOYOLA, R. & WEISER, D. (1968) — Textural parameters: an evaluation. *Jour. Sedimentary Petrology*, 38, pp. 45-53.
- [125] NEMECZ, E. (1981) — *Clay Minerals*. Budapeste, Akadémiai Kiadó, 547p.
- [126] NEVES, F. (1935) — *Breve História da Barra de Aveiro*. Arquivo Distrital de Aveiro, Vo. I, pp. 219-238.
- [127] OLIVEIRA, A. (2001) — Dinâmica da material particulada em suspensão na plataforma continental minhota e sua relação com a cobertura sedimentar. Faro, Universidade do Algarve, Tese de Doutoramento, 278p.
- [128] OLIVEIRA, A. ROCHA, F., RODRIGUES, A. JOUANNEAU, J., DIAS, A., WEBER, G. & GOMES, C. (2002^a) — Clay minerals from the sedimentary cover from the Northwest Iberian Shelf. *Progress in Oceanography* 52, pp. 233-247.
- [129] OLIVEIRA, A., ARAÚJO, M. F. & ROCHA, F. (2003^a) — Mineralogy and geochemistry of bottom sediments from NW Iberian Shelf. *4th Symposium on the Atlantic Iberian Continental Margin*. Thalassas, No. 19 (2b), pp. 68-70.
- [130] OLIVEIRA, A., DIAS, J. M., JOUANNEAU, J.M. & WEBER, O. (1994) — Characterization of

- plumes connected with rivers from northern Portugal (Minho, Lima, Cávado, Ave and Douro). *Gaia*, 9, pp. 7-9.
- [131] OLIVEIRA, A., JOUANNEAU, J. M. & DIAS, J. A. (1995) — Natureza da matéria em suspensão da plataforma continental a norte de Espinho. *Universidade Porto – Fac. Ciências, Museu e Lab. Min. e Geol.*, Memória No. 4, pp. 959-963.
- [132] OLIVEIRA, A., ROCHA, F. & RODRIGUES, A. (2003^b) — Spatial and seasonal variations of fine sediment mineralogy in northern Portugal. *4th Symposium on the Atlantic Iberian Continental Margin*. Thalassas, No. 19 (2b), pp. 71-72.
- [133] OLIVEIRA, A., ROCHA, F., DIAS, J.M., GOMES, C. & RODRIGUES, A. (1998) — Bottom sediments of the northern Portuguese Shelf: patterns of clay minerals distribution. *Proceedings of the 2nd Mediterranean Clay Meeting* (Aveiro), Vo.2, pp. 173-179.
- [134] OLIVEIRA, A., ROCHA, F., RODRIGUES, A. & DIAS, J. A. (2000) — Os sedimentos finos como traçadores da dinâmica sedimentar (Margem NW Ibérica). *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 399-400.
- [135] OLIVEIRA, A., ROCHA, F., RODRIGUES, A. & DIAS, J. A. (2001) — Mineralogy of the fine fraction of the sediments as dynamic sedimentary tracers NW Iberian Margin. *Thalassas*, 17(1), pp. 35-44.
- [136] OLIVEIRA, A., RODRIGUES, A. JOUANNEAU, J.M., WEBER, O., DIAS, J.M. & VITORINO, J. (1999) — Suspended particulate matter distribution and composition on the northern Portuguese margin. *Bolletín. Inst. Españ. Oceanografía*, 15(1-4), pp. 101-109.
- [137] OLIVEIRA, A., VITORINO, J., RODRIGUES, A., JOUANNEAU, J. M., DIAS, J. A. & WEBER, O. (2002^b) — Nepheloid layer dynamics in the northern Portuguese shelf. *Progress in Oceanography*, 52, pp. 195-213.
- [138] OLIVEIRA, I., VALLE, A. & MIRANDA, F. (1982) — Littoral Problems in the Portuguese Coast. *Proc. Coast Eng.*, Vo. III, pp. 1950-1969.
- [139] OLIVEIRA, M. (1967) — *Ovar na Idade Média*. Câmara Municipal de Ovar, 259p.
- [140] ORGAS, M. D. (1989) — Contribuição para o estudo hidrográfico da Bacia do Douro. Aveiro, Universidade de Aveiro, Universidade de Aveiro, 280p.
- [141] PEREIRA, L. C. & MACEDO, C. A. (1983) — Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e dum pegmatito do Casal de Zote (Dornes) no sector da sutura da zona Ossa-Morena — zona Centro-Ibérica, a norte de Tomar (Portugal, central): algumas implicações geotectónicas. *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, To. 69, Fasc. 2, pp. 265-266
- [142] PEREIRA, V. (1989) — Contribuição para o conhecimento dos cambissolos húmicos do médio Vouga. *Geociências*, Rev. da Universidade Aveiro, Vo. 4, Fasc. 1, pp. 75-86.
- [143] PETSCHICK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1996) — Clay mineral distribution in surface

- sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology*, 130, pp. 203-229.
- [144] PINET, P. R. & MORGAN, W. P. (1979) — Implications of clay-provenance studies in two Georgia estuaries. *Jour. Sedimentary Petrology*, Vo. 49, No. 2, pp. 575-580.
- [145] PIRES, H.O. (1989) — Alguns Aspectos do Clima de Agitação Marítima de Interesse para a navegação na Costa de Portugal. O Clima de Portugal, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Fasc. XXXVII, Vo.2., 34p.
- [146] PORTELA, L.I. & FREIRE, P. (2000) — Velocidade de queda de sedimentos finos de Corroios, Estuário do Tejo. In: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 43-44.
- [147] POSTMA, D. (1982) — Pyrite and siderite formation brackish and freshwater swamp sediments. *American Journal of Science*, 282, pp. 1151-1183.
- [148] RAO, V. P. & RAO, B. R. (1995) — Provenance and distribution of clay minerals in the sediments of the western continental shelf and slope of India. *Continental Shelf Research*, Vo.15, No.14, pp. 1575-1771.
- [149] REINMAM, C. & FILZMOSER, P. (1999) — Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth. Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data. *Environmental Geology*, 39 (9), pp. 1001-1014.
- [150] RENDU, J. M. (1988) — Lognormal distributions – Theory and applications. In: CROW, E. L. & SHIMIZU, K. (eds.), *Statistics: textbooks and monographs*, Marcel Decker, Inc. Vo. 88, pp. pp. 357-365.
- [151] REZENDE, J. (1944) — Monografia da Gafanha. Coimbra.
- [152] RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) — *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- [153] RIGHT, L. D. (1977) — Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 88, pp. 857-868.
- [154] ROCHA, F. T. & DRAGO, T. (2000) — Mineralogical analysis of Cores of the Continental Shelf between Douro and Minho – preliminary results. In: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 401-402.
- [155] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1988) — Geologia subsuperficial da região da Ria de Aveiro. Estudo mineralógico e sedimentológico dos sedimentos atravessados pelo furo JK-1 (Moitinhos-Ílhavo). *Geociências, Rev. Universidade Aveiro*, Vo. 3, Fasc. 1-2, pp. 203-207.
- [156] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1989^a) — The importance of clay mineralogy in the stratigraphical and structural studies of the Cretaceous sediments of the Rio Vouga estuary (Portugal). *Geociências, Rev. Universidade Aveiro*, Vo..4, Fasc. 2, 97-105.
- [157] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1989^b) — Geologia subsuperficial da região da "Ria deAveiro".

- II – Alguns aspectos da mineralogia e da sedimentologia dos sedimentos atravessados pelos furos JK4 (Cacia) e AC6 (S. Bernardo). *Geociências, Rev. Universidade Aveiro*, Vo. 4, Fasc. 1, pp. 111-117.
- [158] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1991^a) — Mineralogical and sedimentological data of the Post-Cretaceous sediments of the Ria de Aveiro region. *Geolís*, Vo. V, Fasc. 1, pp. 81-87.
- [159] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1991^b) — Novos dados sobre o Terciário e o Quaternário da Região de Aveiro. Seminário "A zona costeira e os problemas ambientais", Eurocoast, Aveiro, pp. 80-90.
- [160] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1992^a) — Fibrous clay minerals as morphoclimatic markers in the Aveiro sedimentary basin. *Miner. Petrogr. Acta*, Vo. XXXV-A, pp. 217-225.
- [161] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1992^b) — Clay mineralogy used for the definition of paleosurfaces in the Tertiary and Quaternary of the Aveiro sedimentary basin. In: *Scmitt & Gall* (eds.), *Mineralogical and Geochemical records of Paleoweathering. ENSMP Mém. Sc. de la Terre*, 18, pp. 31-38.
- [162] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1992^c) — Considerations on the evolution of the "Ria de Aveiro" lagoon during the last 500 years based on clay mineralogy. *Miner. Petrographic Acta*, Vo. XXXV-A, pp. 105-110.
- [163] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1992^d) — Morpho-climatic evolution of the Aveiro region littoral (NW of Portugal) during Tertiary and Quaternary. *Proc. Int. Coastal Congress* (Kiel), pp. 157-166.
- [164] ROCHA, F. T. & GOMES, C. (1999) — Paleoenvironmental reconstruction of the Aveiro Liasic sub-basin based on clay mineralogy. *Geociências, Rev. Universidade Aveiro*, Vo. 13, Fasc. (1/2), pp. 29-39.
- [165] ROCHA, F. T. (1993) — Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na bacia sedimentar de Aveiro. Aveiro, Universidade de Aveiro, Dissertação Doutoramento, 399p.
- [166] ROCHA, F. T., BERNARDES, C. & DELGADO, H. (2000) — Caracterização textural mineralogical dos sedimentos da laguna de Aveiro, Portugal. In: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 17-18.
- [167] ROCHA, F. T., DRAGO, T., NAUGHTON, F. & SILVEIRA, T. (2003) — Ensaio de reconstituição paleoambiental do estuário do Douro com base em parâmetros mineralógicos. *4th Symposium on the Atlantic Iberian Continental Margin*, Thalassas, No. 19 (2b), pp. 175-176.
- [168] ROCHA, F. T., MACHADO, A. & GOMES, C. (1999) — Statistical analysis of mineralogical parameters used as lithostratigraphic markers. Application to Quaternary sediments of the littoral between Espinho and Furadouro (Portugal). *Bol. Inst. Esp. Oceanografia*, 15 (1-4), pp. 303-312.

-
- [169] ROTHWELL, R. G. (1989) — *Minerals and mineraloids in marine sediments. An optical identification guide*. Elsevier Applied Science, 279p.
- [170] SANTOS, A. I., SILVA, A. J., GARCIA, A. C. & MACHADO, A. (2000) — Flow of suspended matter in the lower Gaudiana estuary, and exchange with the adjacent inner shelf during tidal cycle. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 29-30.
- [171] SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) — Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – S. Pedro do Sul – Sátão region (Northern Portugal). *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, To. XXXVII, Lisboa, 617p.
- [172] SCHMIDT, S., WEERING, T. C., STIGTER, H. C. & REYSS, J. L. (2000) — Recent deposition and bioturbation over the western Iberian margin. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 251-252.
- [173] SCHULZ, H. & ZABEL M. (1999) — *Marine geochemistry*. Berlin, Springer Verlag, 455p.
- [174] SEGONZAC, G. D. (1969) — Les minéraux argileux dans la digénese. Passage au métamorphisme. *Service Carte Géologie Alsace-Lorraine*, Mémoire 29, 320p.
- [175] SELLEY, R. C. (1982) — *An introduction to Sedimentology*. London, Academic Press, 417p.
- [176] SEQUEIRA BRAGA, M. A., PAQUET, H. & BEGONHA, A. (2002) — Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. *Catena*, 49, pp. 41-56.
- [177] SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1992) — *Carta Geológica de Portugal 1:500 000*, folha 1.
- [178] SILVA, A. F. & RIBEIRO, A. (1985) — Thrust tectonics of Sardinian age in the Alto Douro region (northeastern Portugal). *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, To.71, Fasc.2, pp. 151-157.
- [179] SILVA, A. P., MACHADO, A., ROCHA, F. & GOMES, C. (1997) — Depósitos quaternários da Praia de Cortegaça (Ovar): caracterização mineralógica, evolução paleoambiental e oscilações climáticas. *Estudos do Quaternário*, 1, APEQ, pp. 78-83.
- [180] SILVA, F. G. (1971) — Relações entre erosão e transporte na bacia hidrográfica do rio Douro em território português. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. e Geol. Universidade Coimbra*, No. 71, pp. 57-75.
- [181] SINGER, A. (1984) — The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. *Earth-Science Reviews*, 21, pp. 251-293.
- [182] SOEN, O. Y. (1958) — The geology petrology and ore deposits of the Vizeu Region, Northern Portugal. *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, To. XLI, 191p.
- [183] SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A. J. (1993) — O limite do Precâmbrico-Câmbrico na Zona Centro Ibérica em Portugal. *XII Reunião Geológica Oeste Peninsular*, Vo.1, pp. 17-28.
- [184] SOUSA, M. B. (1982) — Litoestratigrafia e Estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-
-

- Ordovícico" — Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Coimbra, Universidade de Coimbra, Dissertação de Doutoramento, 222p.
- [185] STANLEY, D. J., NIR, Y. & GALILI, E. (1998) — Clay mineral distributions to interpret Nile Cell provenance and dispersal: III. Offshore margin between Nile Delta and Northern Israel. *Jour. Coastal Research*, Vo.14, No.1, pp. 196-217.
- [186] STAPPOR, F., TANNER, W. (1975) — Hydrodynamic implications of beach, beach ridge and dune grain study. *Jour. Sedimentary Petrology*, 45, pp. 926-931.
- [187] SWAN, A. R. & SANDILANDS, M. (1995) — *Introduction to Statistical Analysis*. Londres, Blackwell Science (Ed.), 446p.
- [188] TEISSON, C., OCKENDEN, M., LE HIR, P., KRANENBURG, C. & HAMM, L. (1993) — Cohesive sediment transport process. *Coastal Engineering*, 21, pp. 129-162.
- [189] TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) — *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 478pp.
- [190] TEIXEIRA, S. B. (1994) — Dinâmica Morfosedimentar da Ria de Aveiro (Portugal). Lisboa, Universidade de Lisboa, Dissertação de Doutoramento, 391p.
- [191] TEIXEIRA, S. B. (1995) — Estimativa dos volumes de sedimentos transportados pela rede fluvial para a Ria de Aveiro (Portugal). *Geociências, Rev. Universidade Aveiro*, Vo.9, Fasc. 1/2, pp. 47-64.
- [192] THIRY, M. (1998) — Do marine clays record Paleoclimates?. *Proceeding from the 2nd Mediterranean Clay Meeting* (Aveiro), Vo.1, pp. 78-98.
- [193] THIRY, M. (2000) — Paleoclimatic interpretation of the clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49, pp. 201-221.
- [194] THOREZ, J. (1976) — *Practical identification of clay minerals*. Editions G. Lelotte, 91p.
- [195] VANNEY, J. R. & MOUGENOT, D. (1981) — La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Mem. Serviços Geológicos de Portugal*, 28, 145p.
- [196] VELDE, B. (1992) — *Clay Minerals – Chemistry, origins, uses and environmental significance*. Londres, Chapman & Hall, 199p.
- [197] VENKATARATHNAM, K. & RYAN, W. B. (1977) — Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean sea. *Marine Geology*, 11, pp. 261-282.
- [198] VIDINHA TOMÁS, J. M. (1995) — Caracterização morfológica e textural do litoral entre Espinho e Cabo Mondego (Portugal). Lisboa, Universidade de Lisboa, Dissertação de Mestrado, 195p.
- [199] VIDINHA, J. M., ANDRADE, C. & TEIXEIRA, S. B. (1997) — Análise Morfológica do Cordão Dunar entre Espinho e Cabo Mondego (Portugal). *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*. Associação Eurocoast-Portugal, pp. 391-416.
- [200] VIDINHA, J., ABRANTES, I., ROCHA, F., ANDRADE, C. & DIAS, J. (2001) — Mineralogy of

- the silt and clay fraction of surface sediments of the beach and continental shelf between Espinho and Aveiro (Portugal). *Oceanos III Milenio* (Pontevedra, Espanha).
- [201] VIDINHA, J., ROCHA, F., ANDRADE, C., GOMES, C. & FREITAS, M. C. (2000) — The behaviour of mineralogical ratios in beach and dune sediments. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 407-408.
- [202] VIEIRA E SILVA, J. M. (1983) — Estudo mineralógico da argila e do limo de solos derivados de granitos, xistos e rochas básicas da região de Trás-os-Montes. *Garcia Orta, Serv. Est. Agronómica*, 10(1-2), pp. 27-36.
- [203] VIEIRA, M. E. & BORDALO, A. A. (2000) — The Douro estuary (Portugal): a mesotidal salt wedge. *Oceanologica Acta*, Vo.23, No.5, pp. 585-594.
- [204] VITORINO, J. (1989) — Circulação residual ao largo da costa NW de Portugal durante a estação de afloramento de 1987. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 10, pp. 25-36.
- [205] VITORINO, J., OLIVEIRA, A., JOUANNEAU, J. M. & DRAGO, T. (2002) — Winter dynamics on the northern shelf. Part 1: physical processes. *Progress in Oceanography*, 52, pp. 129-153.
- [206] VITORINO, J., OLIVEIRA, A., JOUANNEAU, J. M. & DRAGO, T. (2000) — Winter dynamics and the transport of fine sediments on the northern Portuguese shelf. *In*: DIAS, J. A. & FERREIRA, O. (eds.), *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica* (Faro), pp. 279-280.
- [207] VITORINO, J., OLIVEIRA, A., JOUANNEAU, J. M. & DRAGO, T. (2002) — Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 2: bottom boundary layers and sediment dispersal. *Progress in Oceanography*, 52, pp. 155-170.
- [208] VON DER BORCH, C. C. (1976) — Stratigraphy and formation of Holocene dolomite carbonate deposits of the Coorong Sea, South Australia. *Jour. Sedimentary Petrology*, 46, pp. 952-966.
- [209] WARREN, J. (2000) — Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Sciences Reviews*, 52, pp. 1-81.
- [210] WEAVER, C. E. & POLLARD, L. D. (1975) — The chemistry of clay minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, 213p.
- [211] WEAVER, C. E. (1960) — Possible use of clay minerals in search for oil. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin*, 44, pp. 1505-1518.
- [212] WEAVER, C. E. (1977) — The clay petrology of sediments. *In*: DREVER, J. I. (ed.), *Sea Water – Cycle of the Major Elements*, Halsted Press, pp. 125-140.
- [213] WEAVER, C. E. (1989) — Clays, Muds and Shales. *Developments in Sedimentology* 44, 819p.
- [214] WENTWORTH, C. K. (1922) — A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geology*, 30, pp. 377-392.

- [215] WILSON, M. J. (1987) — X-Ray Powder Diffraction Methods. *In*: Wilson, M. J. (Ed.), *Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy*. London, Chapman and Hall, pp. 26-94.
- [216] WINSPEAR, N. R. & PYE, K. (1995) — The origin and significance of boxwork clay coatings on dune sand grains from the Nebraska Sand Hills, USA. *Sedimentary Geology*, 94, pp. 245-254.
- [217] WOLANSKI, E. & GIBBS, R. J. (1995) — Flocculation of suspended sediment in the Fly River Estuary, Papua New Guinea. *Jour. Coastal Research*, Vo. 11, No. 3, pp. 754-762.
- [218] WRIGHT, L. D. (1977) — Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society American Bulletin*, Vo. 88, 857-868.
- [219] ZABEL, M. & HENSEN, C. (2000) — Early diagenesis at the benthic boundary layer: oxygen and nitrate in marine sediments. *In*: SCHULTZ, H. D. & ZABEL, M. (eds.), *Marine Geochemistry*, Springer Verlag, pp. 209-228.
- [220] ZABEL, M., HENSEN, C. & SCHULTER, M. (2000) — Back to the Ocean Cycles: benthic fluxes and their distribution patterns. *In*: SCHULTZ, H. D. & ZABEL, M. (eds.), *Marine Geochemistry*, Springer Verlag, pp. 373-395.
- [221] ZBYSZEWSKI, G. (1958) — Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Vo. XIII, Fasc. I e II, 22-46, pp. 183-212.